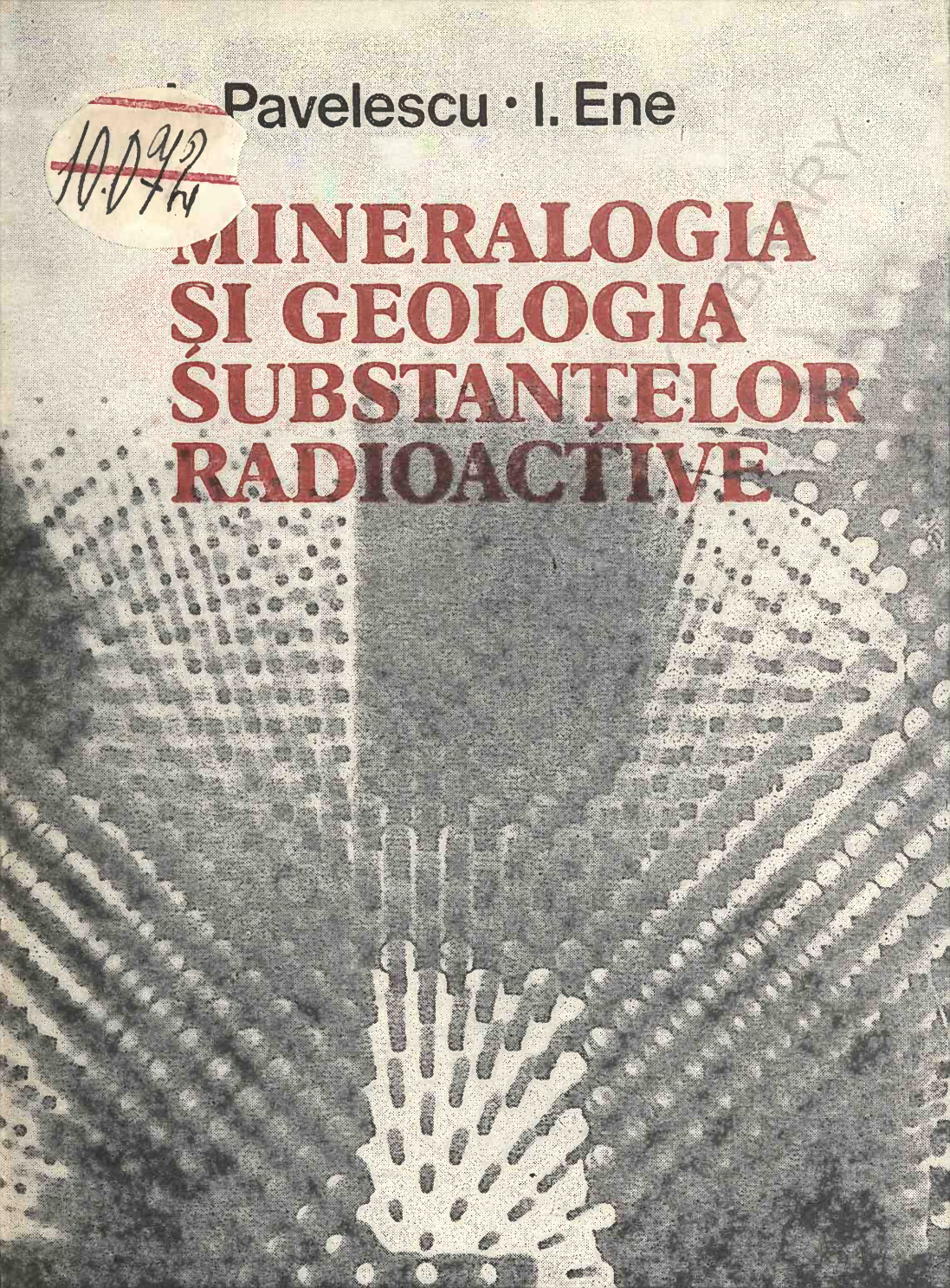
10.042

Pavelescu · I. Ene

# MINERALOGIA ȘI GEOLOGIA SUBSTANȚELOR RADIOACTIVE



Lazăr Pavelescu Iulian Ene

# MINERALOGIA ȘI GEOLOGIA SUBSTANȚELOR RADIOACTIVE

071783
B.C.U. - IASI

EDITURA TEHNICĂ
BUCUREȘTI, 1985

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

I. 42.908
Biblioteca de Geologie-Geografie
T. II 10072

Redactor : IOAN CISMAŞ
Tehnoredactor : V. E. UNGUREANU
Coperta : TH. ALEXANDRU POPA

*Bun de tipar 18.7.1985.*
*Coli de tipar 23,25*
*C.Z. 553.495 : 549.*

Intreprinderea poligrafică „Oltenia", Craiova
Str. Mihai Viteazul, nr. 4
Republica Socialistă România
cd. 130

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# PREFAȚĂ

*Pe lîngă substanțele minerale metalifere și nemetalifere cu o mai largă răspîndire în scoarța terestră și cu utilizări care datează din timpuri mai mult sau mai puțin îndepărtate, mai recent substanțele minerale radioactive au început să prezinte un interes economic bine cunoscut. În adevăr, în ultimele două decenii, de cînd problema resurselor energetice a început să preocupe practic întreaga omenire, cercetarea substanțelor radioactive în vederea valorificării lor ca surse de energie s-a intensificat, în obiectivul cercetării geologice intrînd și concentrațiile cu conținut mai scăzut. Evoluția cercetării și valorificării acestor substanțe demonstrează încă o dată, că bogățiile minerale ale litosferei sînt limitate. Acest lucru a fost confirmat și de penuria acută de combustibili clasici care a cuprins aproape toate țările lumii, impunînd astfel o reconsiderare a politicii de evaluare și valorificare rațională a resurselor minerale.*

*Materiile prime radioactive, cel puțin pentru următoarele decenii, ar putea să fie salvatoare din acest punct de vedere, acestea putînd să acopere în bună măsură cerințele mari de energie.*

*În această idee, se impune intensificarea lucrărilor de cercetare geologică pentru descoperirea de noi zăcăminte radioactive în scopul lărgirii bazei de materii prime.*

*Construirea în țara noastră, în următorii ani, a două centrale electrice pe bază de combustibili nucleari face necesară continuarea în ritm susținut a cercetării geologice pentru identificarea de noi acumulări de substanțe minerale cu conținut de uraniu, thoriu și alte elemente necesare tehnologiei nucleare.*

*Lucrarea de față răspunde unei astfel de cerințe, destul de acută pentru economia noastră națională. Ea, reprezintă de fapt o lucrare de sinteză compusă din două părți.*

*În prima parte sînt descrise mineralele radioactive cunoscute pînă la ora actuală, expuse într-o anumită ordine, după unele principii structurale, iar în partea a doua se descriu principalele tipuri genetice de zăcăminte, insistînd asupra importanței lor economice.*

*Lucrarea are ca scop fundamentarea și stimularea investigațiilor pentru obținerea de informații suplimentare nu numai în mineralogia și geologia substanțelor radioactive, dar și pentru îmbogățirea nivelului de cunoaștere a distribuției și concentrării acestor elemente în scoarța terestră*

*pe unități metalogenetice caracteristice, pentru o mai bună estimare a potențialului lor economic.*

*Lucrarea a fost întocmită într-o concepție unitară, folosind un bogat material documentar, în corelație cu marile progrese și cerințe ale științei și tehnicii actuale.*

*Plecînd de la aceste premise, am considerat că o asemenea lucrare este de mare utilitate nu numai geologilor care lucrează direct în acest domeniu, dar și acelora care își desfășoară activitatea în alte domenii ale cercetării și valorificării substanțelor minerale în general.*

*Mulțumim pe această cale Editurii Tehnice pentru sprijinul acordat în editarea și definitivarea acestei lucrări.*

*AUTORII*

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# CUPRINS


*Partea întîi* — **MINERALE RADIOACTIVE** . . . . . 7

I.1. — Oxizi şi hidroxizi . . . . . 8

Oxizi cu M : O = 2 : 3 . . . . . 8

Seria Davidit . . . . . 8

Seria Piroclor — Microlit . . . . . 9

Oxizi cu M : O = 1 : 2 . . . . . 13

Seria Euxenit . . . . . 13

Seria Brannerit . . . . . 16

Seria Uraninit . . . . . 19

Hidroxizi . . . . . 32

Seria Ianthinit . . . . . 32

Seria Becquerelit . . . . . 34

Seria Fourmarierit . . . . . 38

Selenide . . . . . 50

Teluride . . . . . 51

Gummite . . . . . 55

I.2. — Carbonaţi . . . . . 57

I.3 — Sulfaţi . . . . . 69

I.4 — Molibdaţi . . . . . 74

I.5 — Vanadaţi . . . . . 76

I.6 — Arseniaţi . . . . . 87

I.7 — Fosfaţi . . . . . 100

I.8 — Silicaţi . . . . . 136

I.9 — Hidrocarburi radioactive (thucolite) . . . . . 165

*Partea a doua* — **GEOLOGIA SUBSTANŢELOR RADIOACTIVE** . . . . . .

II.1 — Clasificarea zăcămintelor de substanţe minerale radioactive . . . 167

II.2 — Zăcăminte endogene . . . . . 179

II.2.1 — Zăcăminte din roci magmatice . . . . . 180

II.2.2 — Zăcăminte şi acumulări de substanţe radioactive din pegmatite 194

II.2.3. — Zăcăminte şi acumulări de substanţe minerale radioactive din carbonatite . . . . . 204

II.2.4 — Zăcăminte pirometasomatice . . . . . 207

II.2.5 — Zăcăminte hidrotermale . . . . . 213

Zăcăminte hipotermale . . . . . 215

Zăcăminte mezotermale . . . . . 224

Zăcăminte epitermale . . . . . 222

II.3 — Zăcăminte exogene . . . . . 277

II.3.1. — Zăcăminte singenetice . . . . . 283

Concentraţii de uraniu în şisturi negre, marine . . . . . 284

Concentraţii de uraniu în fosforite . . . . . 288

II.3.2. — Zăcăminte epigenetice . . . . . 292
Zăcăminte controlate de zonalitate verticală . . . . . 301
Zăcăminte controlate de zonalitate orizontală . . . . . 313
Concentrații superficiale de uraniu din zone cu climă uscată (evaporite) . . . . . 350
Zăcăminte aluvionare . . . . . 352
II.4 — Zăcăminte metamorfogene . . . . . 355
II.4.1 — Zăcăminte din conglomerate vechi . . . . . 355
II.4.2 — Zăcăminte din șisturi argiloase-silicioase . . . . . 361
II.5 — Metalogeneza minereurilor radioactive . . . . . 362
Epoci metalogenetice . . . . . 369
Bibliografie . . . . . 372

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*PARTEA ÎNTÎI*

# MINERALE RADIOACTIVE

În clasificarea modernă a mineralelor se ţine seama, în primul rînd, de compoziţia chimică şi de structura lor internă. Astfel, în sistematica mineralogică, marile diviziuni (clasele) se stabilesc pe criteriul chimic, iar subdiviziunile se bazează pe criterii cristalochimice şi pe cît posibil, structurale.

Pe considerente chimice şi structurale s-a stabilit astfel următoarea clasificare a mineralelor radioactive :

I. Clasa OXIZI şi HIDROXIZI.

1. Subclasa oxizi

Minerale cu raportul metal (M) : oxigen (O) = 2 : 3. Cuprinde următoarele serii : a) seria davidit ; b) seria piroclor-microlit.

Minerale cu raportul M : O = 1 : 2, grupate în seriile : a) seria euxinit ; b) seria brannerit ; c) seria uraninit.

2. Subclasa hidroxizi : a) seria ianthinit ; b) seria becquerelit ; c) seria fourmarierit.

3. Subclasa selenide.

4. Subclasa teluride.

5. Gummite.

II. Clasa CARBONAŢI.

III. Clasa SULFAŢI.

IV. Clasa MOLIBDAŢI.

V. Clasa VANADAŢI.

VI. Clasa ARSENIAŢI.

VII. Clasa FOSFAŢI.

VIII. Clasa SILICAŢI : nesosilicaţi ; neso-subsilicaţi ; sorosilicaţi ; ciclosilicaţi.

IX. Hidrocarburi radioactive (thucolite).

Substanţele organice radioactive (thucolite) descrise ca minerale sînt, de fapt, amestecuri neomogene şi pot fi considerate mai degrabă ca roci.

În continuare, descrierea mineralelor se va face după următoarea schemă: compoziția chimică, simetria mineralului (sistemul cristalografic și grupa spațială), morfologia mineralelor în cristale izolate și în agregate cristaline, greutatea specifică, coeziunea mineralelor (clivaj, spărtură, duritate), proprietățile optice (transparența, luciul, culoarea, simetria optică etc.) geneza, parageneza, felul de răspîndire, conținutul de substanță utilă (%), concentrații mai importante.

În formulele mineralelor cu compoziție chimică complexă (carbonați, sulfați, fosfați, silicați), în paranteza mare s-au separat, printr-o bară, ionii complecși de tip $CO_3$, $SO_4$, $PO_4$, $VO_4$, $SiO_4$ etc. de anionii străini de aceștia, iar cationii sînt așezați în fața parantezei mari, în ordinea descrescîndă a razelor ionice.

## I.1. OXIZI ȘI HIDROXIZI

### OXIZI cu (M : O = 2 : 3)

#### Seria Davidit

**Davidit** $(TR, U)_x (U, Fe^{+2})(Ti, Fe^{+3})_6O_{13-x}$ sau $AB_3(O, OH)_7$ în care: $A = Fe^2$, T.R., U,Ca, Na, Zr, Th; $B = Ti^4$, $Fe^3$, U, $V^3$, $Cr^3$).

Mineralul a fost determinat de Mawson (1906) și a căpătat denumirea după numele geologului T. W. E. David.

Davidit este un oxid, în special de Ti, Fe și U, cu conținuturi variabile de TR, Cr, V și Th. Probele din Australia de Sud conțineau $U_3O_8 = 3,63$; $V_2O_5 = 2,30\%$ și urme de Th, iar cele trei probe de concentrate cu davidit din Mozambic conțineau $U_3O_8 = 7,79$; 9,63 și 8,19%, iar $ThO_2 = 0,05$, 0,19 și 0,08%. În mineralul primar, uraniul este prezent ca $U^{+4}$. Kerr și Holland (1951) menționează și prezența Nb, Bi, Pb și Al pe eșantioane din Mozambic.

Davidit este ușor atacat de HF, $SO_4H_2$ și $HNO_3$ concentrat.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul hexagonal, clasa cu $a : b = 1 : 1,37 - 84°97'$; $p_0 - r_0 = 1,58 - 98°07'$.

Caracterul hemimorf este evident pe cristalele individuale și în macle de penetrație, însă macle juxtapuse bine dezvoltate simulează simetria holoedrică: $a_0 = 10,37 : c_0 = 20,87$ $c_0 : a_0 = 2,013$.

*Proprietăți fizice.* Davidit se întîlnește sub formă masivă în cristale neregulate și tabulare după (001) și piramidale ditetragonale.

Spărtura este subconcoidală pînă la neregulată. Duritatea : cca 6. Greutatea specifică : 4,5. Luciul este sticlos pînă la submetalic și strălucitor. Suprafețele proaspete sînt negre, sau negre-cenușii. Cele ușor oxidate, sau alterate sînt negre-brune, sau roșcate. Urma este cenușie pînă la brun-închisă. Mineralele cu conținuturi de impurități au luciu metalic și spărtură neregulată. Opac. Fragmentele foarte subțiri sînt translucide și brune, sau brun-roșcate. Nu este fluorescent.

*Proprietăți optice.* Mineralele sfărîmate sînt izotrope. Culoarea în lumină transmisă este brună, sau brun-roșcată. Indicele de refracție $N = 2,3$. În secțiuni șlefuite are culoare cenușiu-deschisă și este izotrop. Daviditul din Australia are numeroase impurități ce constau din hematit, rutil și ilmenit.

*Condiții de zăcămînt.* Daviditul seamănă foarte mult cu ilmenitul, de care se deosebește prin faptul că este metamictic și are conținuturi importante de uraniu. El este un mineral primar, identificat și descris inițial în Australia, din filoane, în asociație cu cuarț, biotit, ilmenit, magnetit, rutil, sulfuri de fier și cupru. Alături de davidit se menționează și carnotit, ca produs de alterare.

Un mineral din seria daviditului a fost găsit în Mozambic, la Mavudsi, localizat în dolomite cu scapolit și calcit, sau metadiorite. În parageneza acestuia s-au mai identificat rutil, sfen, magnetit, ilmenit, apatit, turmalină și molibdenit.

## Seria piroclor-microlit

**Piroclor :** $(Ca, Na)_2\ (Nb, Ta)_2O_6\ (O, OH,F)$.

**Microlit:** $(Na, Ca)_2(Ta, Nb)_2O_6(O,OH,F)$ sau $A_2B_2O_6$ (O, OH, F), în care : $A$ = Na, Ca, mai mult sau mai puțin K, Mg, $Fe^2$, Mn, grupa elementelor ytrice, Zr, U, Th, grupa elementelor cerice, iar $B$ = Nb, Ta, conținuturi variabile de Ti, $Fe^3$ și mai puțin Sn și W). Niobiul și tantalul se substituie reciproc pentru a forma o serie completă.

Un număr mare de specii minerale considerate inițial ca independente au fost integrate ulterior în seria piroclor-microlit. Printre acestea se numără o serie de varietăți cu conținuturi bogate în uraniu : *columbo-microlitul* conține Nb ; *hatchettolitul* conține U și Ti ; *chalcolampritul* conține Si ; *koppitul* conține Ce și $Fe^{3+}$ ; *marignacitul* conține Y, Ce, Si, H ; *neotantalitul* conține Fe, Mn, H ; *elsworthitul* conține $U^{4+}$, $U^{6+}$, $Fe^{3+}$, Ti, H ; *pyrrhitul* conține Ti etc.

Microlitul a fost denumit astfel după dimensiunile mici ale cristalelor sale, iar piroclorul după proprietatea sa de a se înverzi atunci cînd este ars la foc.

Varietăţile de piroclor şi microlit conţin adesea cantităţi de cel puţin 15% $UO_3$. Este foarte posibil ca uraniul să fi fost prezent iniţial în întregime sub formă de $U^{4+}$, iar $U^{6+}$ semnalat în analizele chimice să fie provenit din oxidarea $U^{4+}$. În general, compoziţia celor două minerale variază foarte mult în funcţie de substituţiile simple şi conjugate din poziţiile A şi B ale formulelor respective, cît şi prin asocierea substituţiei oxigenului cu fluor şi oxidrili.

*Proprietăţi cristalografice.* Mineralele din această grupă sînt cubice. Celula elementară are următoarea formă : $8[Na, Ca(Nb, Ta)_2O_6(O, OH, F)]$. Dimensiunile celulei elementare au valori ce variază în limitele $a_0 = 10{,}34 - 10{,}43$ Å :

*Proprietăţi fizice.* Cristalele sînt de obicei octaedrice cu feţe modificate după (011) sau (001) şi mai rar după (112) şi (122). Cristalele tipice de microlit (fig. I.1) au doar cîţiva milimetri, sau mai puţin, dar au fost observate şi unele mai mari de 6 cm.

Se prezintă şi ca minerale interstratificate, mase neregulate, cruste subţiri, sau filoane formate prin alterarea altor minerale. Foarte rar prezintă macle după (111). Clivajul (111) este uneori distinct, dar, de obicei, nu este clar. Spărtura subconcoidală. Duritatea : 5—5,5.

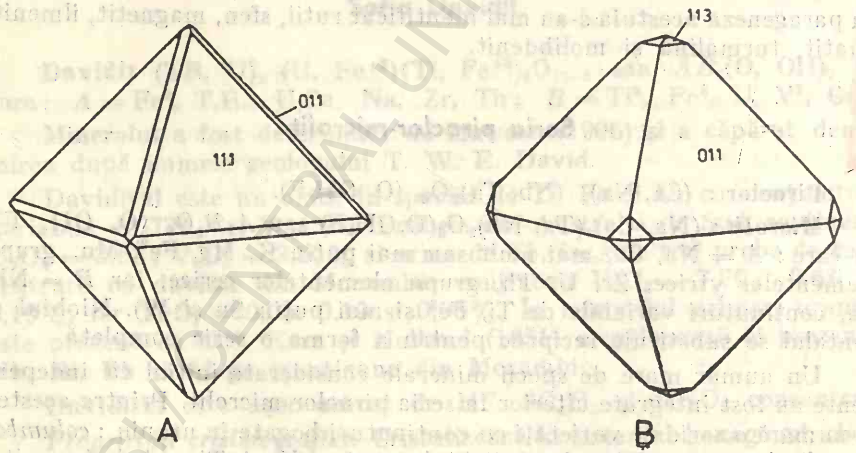



Fig. I.1. Microlit : *A* — feţe (011) şi (111) ; *B* — feţe (011) şi (113).

Greutatea specifică variază între 3,6 şi 6,4, dar, de regulă, este cuprinsă între 4,3—5,7. Aceste valori cresc, în funcţie de conţinutul de Ta şi descresc cînd mineralul se alterează. Luciul este vitros pînă la răşinos. Culoarea piroclorului este cafenie pînă la neagră, adesea cafenie cu nuanţe gălbui, roşcate sau negre. Culoarea microlitului este galbenă

ştearsă, pînă la cafenie, uneori roşu-roz, sau oliv-verzuie. Mineralele cu conţinuturi mari de uraniu au, de obicei, culoare maron-închisă pînă la neagră. Translucid pînă la opac. Nu este fluorescent.

*Proprietăţi optice.* Sînt minerale izotrope, dar pot prezenta birefringenţă anormală, slabă pe materialul metamictic. Indicele de refracţie variază de la 1,9 la 2,2 în funcţie de compoziţia şi gradul de alterare a mineralului. Acest indice creşte, mai ales, în funcţie de conţinutul de Ta.

Din analizele cu raze X rezultă că valorile de 2,98, 1,836 şi 1,563 reprezintă liniile roentgenografice cele mai reprezentative.

Intervalele variază uşor odată cu substituţia U şi Nb şi a altor elemente din seria piroclor-microlitului.

*Condiţii de zăcămînt.* Piroclorul se găseşte ca mineral primar în pegmatite şi ca mineral accesoriu în sienite nefelinice, filoane alcaline şi calcare metamorfozate, la contactul cu roci alcaline. Piroclorul se întîlneşte şi ca mineral aluvionar (Australia de Vest). Varietăţi uranifere se cunosc în Canada, S.U.A. (California, Colorado, New-Mexico), Noua Caledonie, Madagascar, Brazilia, Nigeria, Tanganika, România.

**Ellsworthit** (Piroclor uranifer). Se găseşte în asociaţie cu cyrtolit, sfen, pirotină, columbit şi, probabil, samarskit. Piroclor cu cîteva sutimi de $ThO_2$ se găseşte împreună cu magnetit, apatit şi columbit, ca mineral accesoriu în carbonatite.

**Zirkelit.** Mineralul a fost determinat de Hussak şi Priov (1895), care i-au atribuit formula $(Ca, Fe, Th, U)_2(Ti, Zr)_2O_5$ (?), însă ceva mai tîrziu Blake şi Smith (1913) i-au stabilit o altă formulă chimică: $(Ca,Ce,Y,Fe)(Ti,Zr,Th)_3O_7 + 1-14\%\ U_3O_8$.

Conţinutul de U nu depăşeşte niciodată 14% $U_3O_8$ iar cel de Th este de maximum 20% $ThO_2$. Au mai fost identificate de asemenea mici conţinuturi de Mn, Mg şi Pb. Raportul Th/U şi cel de Ti/Zr prezintă mari variaţii, însă suma $ZrO_2 + TiO_2$ nu se modifică niciodată (George, 1949).

*Proprietăţi cristalografice.* Zirkelitul determinat de Hussak şi Priov pe diagrame roentgenografice cristalizează în sistemul cubic sau subromboedric-pseudocubic, în timp ce acelaşi mineral determinat de Blake şi Smith este hexagonal cu $c/a = 1{,}165$.

*Proprietăţi optice.* Este izotrop. $N = 2{,}19$. Are culoare neagră, brun-închisă în secţiuni subţiri.

*Condiţii de zăcămînt.* Zirkelitul a fost identificat în Brazilia (statul Sao Paolo) în piroxenite cu magnetit. A fost semnalat, de asemenea, în Sri Lanca, în depozite de tip aluvionar, împreună cu spineli, corin-

don, zircon, monazit și turmalină. Palache et al. (1944) consideră mineralele din Sri Lanca ca fiind specii diferite de cele recunoscute în Brazilia.

**Betafit** — $(U,Ca)(Nb,Ta,Ti)_3O_6(O,OH,F)$ sau $AB_3(O,OH)_9$. Denumirea include și unele specii considerate independente, ca sarmiresitul (varietate cu Pb) și alte varietăți cu conținut bogat de Ti, care deși sînt înrudite cu betafitul, pot fi totuși minerale deosebite.

Betafitul este un oxid (niobo-tantalat) de U,Ca,Nb,Ta și Ti. Analizele efectuate pe minerale de betafit proaspete arată conținuturi de 21—23% $U_3O_8$, iar cele efectuate pe minerale puternic alterate cca 12% $U_3O_8$. Au fost determinate, de asemenea, cantități variabile de $H_2O$, și cantități mici de Pb, Th și pămînturi rare, substituind, U și Ca.

*Proprietăți cristalografice.* Este izometric, cristalizează în sistemul cubic, cu următorii parametri: $a_0 = 11{,}06$ Å (Reuning, 1933); $a_0 = 5{,}158$ sau 10,317 Å (Byrlykke, 1931).

*Proprietăți fizice.* Betafitul este cunoscut doar sub forma unor cristale, a căror mărime obișnuită este de 25 mm. Pot fi și mai mari (peste 150 mm), dar restul de rar. Habitusul octaedric al cristalelor prezintă fețe modificate după (011) și chiar mai complexe (fig. I.2).

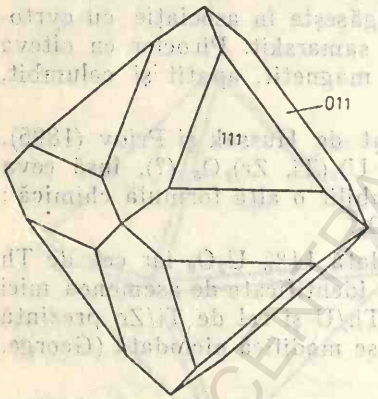


Fig. I.2. Betafit cu habitus tipic ilustrînd forme după (011) și (111) (Madagascar).

Spărtură concoidală. Duritatea 4,5. Greutatea specifică 3,7—5. Luciul rășinos sau gras pînă la vitros.

Partea exterioară a cristalelor, care de obicei este alterată, are culoare galben-maronie și luciu mat; această parte este săracă în uraniu, dar relativ bogată în apă. Partea interioară are culoare cafenie, cafeniu-verzuie, cafeniu-gălbuie, sau galben și luciu submetalic. Este translucid pînă la opac. Nu este fluorescent.

*Proprietăți optice.* În granule sfărîmate, betafitul are culoare slab-galbenă pînă la incolor în lumină reflectată. Este izotrop și are indicii de refracție cu valori cuprinse între 1,915 și 2,02.

Din diagrama de difracție a razelor X rezultă că valorile de 3,20; 3,98; 2,50; 1,82 și 1,55 reprezintă liniile roentgenografice cele mai reprezentative.

*Condiții de zăcămînt.* Betafitul a fost găsit ca mineral primar în pegmatite bogate în K din Madagascar, asociat cu fergusonit, thorit, cirtolit, rutil euxenit, allanit, beril, sfen și magnetit. A mai fost semnalat în Norvegia, U.R.S.S., S.U.A., Spania, Manciuria și Peru.

## OXIZI cu M : O = 1 : 2

### Seria Euxenit

**Euxenit** $(Y,Ce,U,Pb,Ca)(Nb,Ta,Ti)_2(O,OH)_6$ sau $AB_2O_6$ (în care: $A$ = Y,Ce,U,Th, și conținuturi neînsemnate de Ca, Mg, Mn, $Fe^{+2}$; $B$ = Ti, Nb, Ta și un foarte scăzut conținut de $Fe^{3+}$).

Mineralul a fost determinat de Scheerer (1870). Varietățile bogate în Nb și Ta se numesc *euxenit*, iar cele cu conținut ridicat de Ti poartă numele de *policras*. Mai concret, mineralul al cărui raport $TiO_2 : Nb_2O_5 + Ta_2O_5 = 3 : 1$ se numește euxenit, iar cînd acest raport este mai mare mineralul se numește policras.

În mineralul euxenit, elementele din grupa ytriului sînt predominante față de elementele cerice, iar uraniul poate fi prezent atît sub formă de $U^{4+}$ ($UO_2$ = cca 10%), cît și ca $U^{6+}$ ($UO_3$ = cca 14%). Conținutul de $ThO_2$ = 5%. Conțin, de asemenea, urme de Na, K, Pb, Sn, Be, He, N, S, Hf, Ge, Se și Zr. Apa poate lipsi sau să fie prezentă în mari cantități. Al și Si sînt și ele prezente ca impurități.

Euxenitul se prezintă sub formă de cristale prismatice după (010). Cristalizează în sistemul rombic avînd $(+)2V = 69°$, $n_p = 2,14$; $n_m = 2,144$; $n_g = 2,15$; $n_g - n_p = 0,011$.

Greutatea specifică 4,8—5,4. Cînd se alterează devine izotrop. În această stare are indicele de refracție $N = 2,06—2,66$.

Are culoare brună spre neagră, gălbuie, sau roșie-brună. În secțiuni subțiri apare de asemenea brun.

Ca varietăți menționăm: euxenitul tantalic, aeschinyitul, hlopinitul (asemănător cu euxenitul, dar cu conținut mai mic de Ti, $UO_2$ 8,12% și $ThO_2$ 2,22% și lindokitul (de asemenea o specie cu conținut scăzut de Ce, Th și U; cînd mineralul are un conținut mai mare de Ta, acesta poartă numele de tantal-policras).

**Tanteuxenit** $(Y,Ce,U,Pb,Ca)(Ta,Nb,Ti)_2(O,OH)_6$ (descoperit de Simpson în 1928). Cristalizează în sistemul rombic. Are următoarea relație axială: $a_0 = 14,57$; $b_0 = 5,52$; $c_0 = 5,17$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,639 : 1 : 0,936$.

Cînd se prezintă în mase compacte are culoare brună pînă la albastru. În cristale izolate, culoarea devine brun-roşietică, sau galben-cenuşie. În secţiuni subţiri, tanteuxenitul are culoare brună.

Mineralul poate fi întîlnit deseori în pegmatite sau în depozite aluvionare.

**Policras** — $(Y,Ce,Ca,U,Th)(Ti,Nb,Ta)_2(O,OH)_6$. Mineralul a fost descoperit de Scheerer (1844).

Cristalizează în sistemul rombic.

Este anizotrop, cu $2V$ = cca 69°, $n_p = 2{,}14$ ; $n_m = 2{,}154$, $n_g = 2{,}15$ şi $n_g = n_p = 0{,}011$, asemănător cu euxenitul.

*Condiţii de zăcămînt.* Mineralizaţii de euxenit-policras se întîlnesc de preferinţă în pegmatite granitice şi în acumulări de tip aluvionar.

Mineralizaţii în pegmatite granitice sînt larg răspîndite în Norvegia, Suedia, Groenlanda etc. în parageneză cu aeschinyt, biotit, muscovit, allanit, monazit, xenotim şi zircon. În Madagascar, euxenitul este socotit ca cel mai răspîndit oxid complex radioactiv al pegmatitelor, unde este asociat cu monazit, betafit, beril, muscovit şi uneori cu columbit. În Brazilia este cunoscut ca policras. Larg răspîndit şi abundent se întîlneşte în pegmatite din Canada, unde euxenitul sub denumirea de lindokit este asociat cu beril şi conţine mici cantităţi de columbit. După allanit, columbitul este cel mai obişnuit mineral din pegmatitele canadiene.

În SUA, concentraţii de euxenit-policras se găsesc în mai multe state unionale : California, Arizona, Texas, Colorado, Wyoming, Carolina de Nord, Carolina de Sud, Pennsylvania, New-York etc.

Depozite aluvionare de euxenit-policras se cunosc în S.U.A. (Idaho, Alaska), Australia de Vest, Congo etc.

**Samarskit** — $(Y,U,Ca)(Nb,Fe^{3+})_2(O,OH)_6$. Din formulă rezultă că samarskitul este un oxid de Nb, Ta şi pămînturi rare, cu conţinuturi interesante de $U^{+4}$, $U^{+6}$, Th, Ca şi $Fe^{+2}$. Conţinutul de $Nb_2O_5$, de regulă, este mai mare decît cel de $Ta_2O_5$, iar prezenţa concomitentă a $U^{4+}$ şi $U^{6+}$ reprezintă un fenomen mai rar cunoscut în geochimia uraniului.

În formula chimică a samarskitului pot fi recunoscute şi alte elemente, însă în cantităţi neînsemnate, cum sînt Pb, Mg, Mn, Al şi chiar Zr. S-au determinat şi urme de elemente ca Be, Sc, Ba, Sr, Ra, N şi He. În California, conţinutul de $UO_2$ din samarskit ajunge pînă la 14%, iar cel de $UO_3$ depăşeşte 17%. Conţinutul maxim de $ThO_2 = 4\%$.

În condiţii de umiditate, mineralul se hidratează foarte uşor, reţinînd o mare cantitate de apă.

Samarskitul este considerat ca termen final al familiei de minerale cu conținut bogat în Nb.

Mineralul are suprafețe de dezvoltare subparalele. Un mineral nemetamictic a fost descris în provincia Kivu din Zair. În U.R.S.S. se menționează pseudomorfoze de columbit după samarskit. Macle de samarskit și ytrotantalit se întîlnesc și în Norvegia la Annerod (Annerodit). Sînt descrise și pseudomorfoze orientate ale microlitului radioactiv pe samarskit. Agregate radiale de samarskit care constau din columbit orientat paralel se întîlnesc în Uba, Minas Gerais — Brazilia.

Are culoarea neagră strălucitoare și luciu puternic.

Liniile roentgenografice cele mai reprezentative sînt următoarele: 2,98; 2,92; 3,13.

*Condiții de zăcămînt.* Samarskitul se găsește frecvent în pegmatite granitice cu structură zonată, asociat cu columbit, monazit, zircon, fergusonit, beril, uraninit, muscovit și biotit. Acest mineral a fost identificat împreună cu euxenit, gadolinit, thalenit sau ilmenit.

Cele mai cunoscute zăcăminte de acest tip se cunosc în Peninsula Scandinavă, U.R.S.S., Mongolia de nord, India, Madagascar (samarskit cu fergusonit, fără beril și separat cu yttrotantalit în prezența berilului), Congo, Mozambic, Japonia, Brazilia, S.U.A. (Maine, Connecticut, Maryland, Carolina de Nord, Colorado, New-Mexico, California, Wyoming).

Samarskit în depozite de tip aluvionar se găsește în U.R.S.S., Zair și S.U.A. (Idaho).

Asemănător cu samarskitul, din punct de vedere chimic, este nohlitul, un niobat de Ca, Fe, Y, U, cu conținuturi nesemnificative de Zr, Mg, Mn, Cu, Ca și $H_2O$. După Palache et al. (1944) formula chimică a mineralului este similară cu a yttrotantalitului.

**Ytrotantalit** (Y, U, Ca) $(Ta, Fe^{+3})_2$ (O, OH). Levy (1915) a stabilit unele raporturi reciproce între samarskit și yttrotantalit. Ambele minerale au compoziție chimică și proprietăți cristalografice, fizice și optice similare.

Ca și samarskitul, yttrotantalitul este tot un membru terminal însă cu conținut bogat de Ta. Formula chimică poate fi redată și astfel: $ABO_4$ (în care: $A = Fe^{+2}$, Y, U, conținuturi neînsemnate de Ca, Mn, Mg, Ce și Th; $B$ = Nb, Ta, conținuturi mai mici de Ti, Sn, Zr, W.

Din unele analize rezultă și prezența unor elemente ca Be, Pb, Al, As și $H_2O$. Apa este un produs secundar, iar Al și Si apar ca impurități.

Pe unele probe din Norvegia raportul Fe : Y : U = 9 : 8 : 1, iar cel de Nb : Ta = 1 : 1. Pe o probă recoltată din Mozambic, Lepierre

(1937) a identificat un conținut de Nb mai mare decît cel de Ta. Conținutul de $UO_2$ variază de la 3,10 la 4,48%, iar cel de $ThO_2$ de la 0,67 la 2,65%. Pe aceste criterii yttrotantalitul trebuie considerat ca fiind sinonimul samarskitului.

Mineralul cristalizează în sistemul rombic și are următoarea relație axială: $a : b : c = 0{,}557 : 1 : 0{,}517$.

Se prezintă sub formă de cristale prismatice. Are clivaj bun, după (010). Duritatea 5—5,5. Greutatea specifică 5,5—5,9. Este insolubil în acizi. Prin alterare devine izotrop. Are indicele de refracție $N = 2{,}15$. Culoarea albastră pînă la galbenă. În secțiuni subțiri prezintă nuanțe roșu-brune.

*Condiții de zăcămînt.* Ca și samarskitul, yttrotantalitul se găsește în pegmatite granitice zonate din Norvegia, Suedia și Mozambic. Se întîlnește de asemenea, în depozite aluvionare din S.U.A și Australia de Vest.

**Calcio-samarskitul,** care se raportează la yttrotantalit se întîlnește în pegmatite (Ontario) și aluviuni (Australia de Vest). Este un oxid bogat în Ca-Y-Nb cu conținuturi slabe de Ce, $U^{+4}$, Th, Ti, $Fe^{+3}$, Ta și $H_2O$.

**Wikitul** este de asemenea un mineral cu conținuturi de Nb, Ta, Ti, Si și pămînturi rare din grupa yttriului. A fost identificat în Finlanda, unde apare împreună cu allanit, monazit și sfen.

**Kobeit** $(Y,U,Ca)(Ti,Fe^{+3})_2(O,OH)_6$. Mineralul a fost descoperit de Tabuko et al. (1950).

Cristalizează în sistemul rombic. Mai multe date despre proprietățile acestui mineral, deocamdată, nu se cunosc.

## Seria Branneritului

**Brannerit** $(U, Ca, Th\ Th, Y)(Ti,Fe)_2O_6$. Mineralul a fost descris de Hess și Wells (1920). Este un oxid de U și Ti, cu conținuturi mici de Th, pămînturi rare, Ca, $U^{6+}$ și $Fe^{3+}$. Branneritul se dizolvă cînd este atacat cu $H_2SO_4$ concentrat, fierbinte, sau prin topire cu $KHSO_4$. În America (Idaho), mineralul conține și He.

Branneritul din Idaho conține o oarecare cantitate de euxenit. Cel din Spania se mai numește și *cordobait* după numele localității Cordoba.

Branneritul seamănă bine cu niobo-tantalații metamictici, de care se deosebește cel mai bine prin diagramele de difracție în raze X, executate pe material încălzit, recristalizat și prin analize chimice.

*Proprietăți cristalografice.* Mineralul cristalizează în sistemul monoclinic și are următoarea relație axială: $a_0 = 9{,}89$; $b_0 = 3{,}70$; $c_0 = 6{,}87$; $\beta = 119°10'$; $Z = 2$.

Branneritul încălzit dă uneori cîteva linii slabe de difracție a razelor X, care corespund unei substanțe cubice cu fețe centrate, cu $a_0 = 5{,}39$ Å, sau 10,78 Å și intensități similare cu ale piroclorului (Pabst, 1954).

*Proprietăți fizice.* Mineralul se întîlnește sub formă de elemente remaniate, rotunjite, granule interstratificate și cristale cu simetrie neclară și au o zonă rombică cu raportul $a : b = 0{,}528$. Valoarea aceasta exprimă și raportul $a : b$ al cristalelor de samarskit și yttrotantalit.

Spărtură concoidală. Duritatea = 4,5—5,5. Greutatea specifică variază în funcție de gradul de oxidare: 4,2—5,4. Luciul este sticlos pînă la răşinos. Culoarea brună se schimbă în verde-oliv, brun sau galben. Urma brun-verzuie închisă pînă la brun-galbenă. În fragmente subțiri este transparent. Nu este fluorescent.

*Proprietăți optice.* În lumina reflectată are culoare verde-gălbuie. Este izotrop. Are următorii indici de refracție: în lumină de litiu, $n = 2{,}26$; în lumină de sodiu $n = 2{,}23—2{,}30$.

Fiind un mineral metamictic nu s-au putut obține date concludente asupra analizelor roentgenografice. Acesta recristalizează cu orientare întîmplătoare cînd este încălzit peste 800°C și dă o diagramă cu difracția razelor X deosebită.

*Condiții de zăcămînt.* Branneritul a fost găsit inițial într-un zăcămînt aluvionar din SUA (Idaho), provenit probabil din pegmatitele din apropiere. Ulterior s-a găsit în pegmatite în Spania (Cordoba), apoi în Australia de Sud, pe filoane cuarțifere din granitoide, unde este asociat cu rutil, xenotim, apatit și zircon. Mai este semnalat împreună cu molibden în Vosgi (Chateau-Lambert). Frecvent se găsește ca element aluvionar provenit dintr-un conglomerat cuarțifer din baza Huronianului, din zona Ontario, pe țărmul de nord al Lacului Huron. A mai fost recunoscut, de asemenea la Bou-Azzer în Maroc (Pabst, 1954) și la Vîrful Boul — România, în asociație cu calcit și sulfuri metalice (Tiepac-Anastase).

**Polymignit** — $(Ce,La,Y,Th,Mn,Ca)(Ti,Zr,Nb,Ta)_2O_6$. A fost determinat de Berzelius (1824). Mineralul nu conține uraniu, iar conținutul de thoriu este destul de redus ($ThO_2 = 4\%$). Dintre pămînturile rare se remarcă predominanța celor din grupa ytriului. Nu este exclus să existe în natură cazuri inverse.

În analizele chimice pe minerale de polimignit s-a observat prezența sub formă de urme și a altor elemente ca Mn, Mg, Na, Hf, Sn, Pb, Si și Al.

*Condiții de zăcămînt.* Polymignitul este un mineral rar, semnalat în sienite nefelinice și pegmatite sienitice din Norvegia, în parageneză cu zircon și piroclor. Pe insula Svenör a fost identificat în sienite augitice, iar în sienitele din Siberia este asociat cu knopit. Se remarcă, îndeosebi, conținutul mare de zirconiu.

**Aeschynit** — $(Ce,Th,Ca)[(Ti,Nb,Ta)_2O_6]$. A fost determinat de Berzelius (1828). În acest mineral, conținutul de Ce este predominant față de celelalte elemente din grupa pămînturilor rare. Conține, de asemenea, mici cantități de U, iar Th variază de la 11—18% $ThO_2$. Mai pot fi prezente conținuturi mici sau urme de Al, Si, He, N, Ra, F, Na, K, Zr și W. Conținuturi foarte mici de Si și Al pot fi legate de impuritățile existente în mineral.

Aeschynitul se deosebește de priorit, ca și de celelalte minerale similare prin conținutul său ridicat de Ce și Th, ca și printr-un conținut scăzut de U.

Cristalizează în sistemul rombic și are următoarea relație axială: $a_0 = 5{,}38$; $b_0 = 11{,}08$; $c_0 = 7{,}56$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}486 : 1 : 0{,}682$.

Se găsește sub formă de cristale tabulare după (010). Prin alterare devine izotrop și are indicele de refracție $N = 2{,}20—2{,}26$. Este brun-negru, roșu-brun în secțiuni subțiri.

*Condiții de zăcămînt.* Aeschynitul este semnalat frecvent în sienite nefelinice și mai rar în pegmatite granitice. Se găsește în Norvegia, Brazilia, Polonia, U.R.S.S., Madagascar, Africa de Sud-Vest etc.

Prezența aeschynitului a fost semnalată și în depozite aluvionare.

**Priorit** — $(Y,Ce,Th,Ca,Na,U)[(Ti,Nb,Ta)_2O_6]$. A fost descoperit de Brögger (1906). Spre deosebire de aeschynit, în priorit conținutul de Y este predominant față de Ce. Prioritul conține pînă la 17% $ThO_2$ și maximum 5% $UO_2$.

Minerale similare cu prioritul sînt **blomstrandinul** și **blomstrandinitul.** Prin compoziția sa, prioritul este asemănător cu euxenitul și policrasul și nu poate fi deosebit de acestea decît cu ajutorul analizelor chimice.

Cristalizează în sistemul rombic și are următorii parametri: $a : b : c = 0{,}4746 : 1 : 0{,}6673$. Indicele de refracție $N = 2{,}14$. Greutatea specifică 4,95.

*Condiții de zăcămînt.* Prioritul se găsește cam în aceleași condiții geologice și petrografice ca aeschinytul; se găsește, de regulă, numai în pegmatite granitice. În Polonia (Silezia) este asociat cu casiterit. Se găsește și în pegmatite la Miask (URSS), Hitterö (Norvegia) etc. A fost semnalată prezența sa și în depozite aluvionare.

Thorianit — $ThO_2$. A fost descris prima dată de Dunstan (1904) şi a fost identificat în Bangladesh unde s-a crezut că este uraninit. Ceva mai tîrziu (1912), Kobayashi identifică forme de thorianit $\alpha$, thorianit $\beta$ şi thorianit $\gamma$, varietăţi care diferă între ele în ceea ce priveşte culoarea, densitatea, compoziţia chimică şi gradul de alterare. Denumirea de *aldanit* a fost atribuită unei specii de thorianit care are 14,9—29% $UO_3$ şi 11,2—12,5 PbO (Bespalov, 1941).

Thorianitul formează serii complexe cu uraninitul, limita între aceste două specii minerale fiind raportul Th : U = 1 : 1. Uraniul din compoziţia thorianitului, de obicei, este parţial sau total oxidat, în forma hexavalentă.

Thorianit cu conţinuturi mai mult sau mai puţin egale de Th şi U se găseşte foarte rar şi cu totul întîmplător. Pb este mai totdeauna prezent pînă la cîteva procente, el fiind numai ca produs de dezintegrare radioactivă. Pămînturile rare, în special elementele din grupa Ce, substituie Th în proporţie de pînă la 8%. Cantităţi neînsemnate de $Fe^{3+}$ şi Zr pot înlocui izomorf Th. Astfel, în anumite cazuri Zr substituie thoriul deoarece se ştie că între $ThO_2$ şi $ZrO_2$ există serii izomorfe parţiale în materialul sintetic (Ruff et al. 1929). Rolul $Fe^{3+}$ este nesigur, iar $H_2O$ apare cu totul secundar.

La temperatură înaltă thorianitul prezintă o strălucire albă puternică, datorită ceriului. Punctul său de topire este de 3 300° ± 100°C. Este insolubil în HCl şi solubil în $HNO_3$ sau $SO_4H_2$.

*Proprietăţi cristalografice.* Cristalizează în sistemul cubic. Mineralul se prezintă sub formă de granule izometrice, cristale inegale sau rotunjite (în concentraţiile de tip aluvionar). În mod normal, cristalele de thorianit apar ca nişte cuburi simple, modificate uneori după feţele (111) sau (113), ca cele din Madagascar (fig. I.3) descrise de Lacroix (1922). Forma (011) a fost observată la cristale sintetice, iar macle de intrepătrundere după (111) sînt destul de frecvente.

Dimensiunile razei ionice ale oxidului de thoriu sintetic ($ThO_2$) cresc linear, în serie, de la $UO_2$ la care $a_0$ = 5,468 Å, la $ThO_2$, a cărui rază ionică $a_0$ = 5,596 Å. În general, dimensiunile razei ionice la thorianitul natural sînt mai mici, deoarece relaţia este complicată de prezenţa altor elemente chimice, în special pămînturi rare şi Pb radiogen, cît şi de deformările produse de radiaţii şi efectele rezultate din transformarea $U^{+4}$ în $U^{+6}$.

Variaţia constantei $a_0$ în funcţie de raportul U : Th devine sensibil lineară după ce probele supuse analizei au fost încălzite în aer, timp de 10 minute, la temperatura de 1 000°C (Robinson-Sabina, 1955).

*Proprietăţi fizice.* Thorianitul prezintă un clivaj slab, spre foarte slab (001). Spărtura neregulată pînă la concoidală. Destul de fragil. Duritatea 6,5—7. Greutatea specifică 9,7—9,8. Pentru varietăţile cu $a_0 = 5{,}596$, greutatea specifică este egală cu 10. Pe măsură ce adaosu-

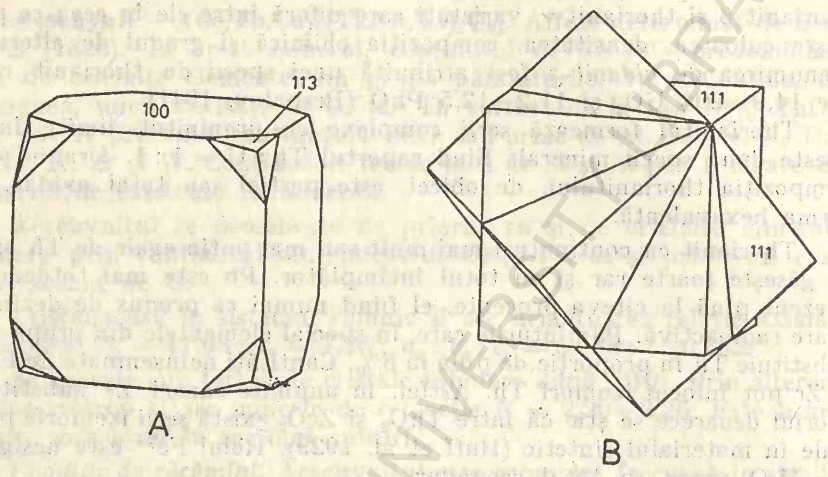



Fig. I.3. Thorianit: *A* — forme (100) şi (113); *B* — maclă de întrepătrundere (111).

rile de impurităţi cresc din punct de vedere cantitativ, greutatea specifică a mineralelor, ca şi duritatea acestora, se modifică simultan. Luciul este semimetalic cu aspect răşinos sau adamantin. Are culoare neagră sau neagră-cafenie, pînă la brun-roşcat închis şi cenuşiu-închis, uneori cu nuanţă de bronz. Urma este cenuşie pînă la cenuşiu-verzuie. $ThO_2$ sintetic este alb, sau alb-gălbui deschis, opac şi diamagnetic. Nu este fluorescent şi nici metamictic.

*Proprietăţi optice.* În lumină reflectată, thorianitul se prezintă în culori brun-închise, brun-roşcate sau verzui. Este izotrop cu $N$ variabil (2,2—2,35). Uneori are o uşoară refringenţă.

Există foarte mari asemănări între cristalele de thorianit şi uraninit. Ele se deosebesc totuşi prin analize chimice, care permit determinarea raportului Th : U. În acizi, thorianitul este mai rezistent decît uraninitul şi ca atare este şi mai puţin solubil decît acesta. La analizele roentgenografice se constată o frapantă asemănare între thorianit, uraninit şi cerianit, cu deosebirea că thorianitul are dimensiuni diferite ale razelor ionice, iar intervalele de difracţie a razelor X sînt deosebite pentru varietăţile cu conţinut relativ mic de uraniu.

Există de asemenea posibilități de confundare a thorianitului cu baddeleyitul și cu unele varietăți de rutil. Acestea au însă densitate mai mică, nu conțin U și Th, iar diagramele de difracție a razelor X sînt diferite.

*Condiții de zăcămînt.* Thorianitul este un mineral care se localizează preferențial în formațiuni de tip pegmatitic. A fost identificat împreună cu uraninitul în pegmatitele de la lacul Charlebois, la est de lacul Athabaska (Canada), Bangladesh, România etc.

Mineralizații de thorianit au fost identificate și în filoanele pegmatitice cu calcit, fluorină și apatit. A fost identificat și în unele zone de contact metasomatic, în care Mg din calcare a fost substituit de Th (S.U.A. — Easton, Pa); în acestea thorianitul apare sub forma unor granule neregulate și cristale cubice, sau cubo-octaedrice de cca 25 mm, care prin alterare trec în thorogummit, uranophan etc.

Cristale de thorianit se găsesc și sub formă de minerale accesorii în asociație cu baddeleyit, de exemplu în carbonatitele din Phalabora-Transvaalul de Est și în multe alte corpuri granitoide.

Cele mai mari aglomerări de thorianit se găsesc sub formă aluvionară, unde este asociat cu thorit, zircon, ilmenit, casiterit, allanit, de exemplu în albiile unor rîuri din Bangladesh, în unele zăcăminte aluvionare din Madagascar, India (Travancore) și în aluviunile aurifere de pe unele văi din Siberia.

Thorianit a fost identificat, de asemenea, în nisipurile fluviului Missouri și în rîul Scott din California (George, 1949), ca și în nisipuri din Alaska.

**Cerianit** — $(Ce, Th)O_2$. Raportul Ce : Th = 16 : 1. Cerianitul din zona Sudbury-Ontario (Canada) are o compoziție chimică asemănătoare cu a thorianitului și uraninitului. O analiză spectrală semicantitativă efectuată pe acest material a permis stabilirea unei identități a cerianitului cu cunoscutul compus sintetic $CeO_2$ (Graham, 1955). În proporții reduse, Ce este prezent în uraninitele și thorianitele din formațiunile pegmatitice-pegmatoidice, substituind de asemenea U și Th din mineralele de thorit și thorogummit.

*Proprietăți cristalografice.* Cerianitul cristalizează în sistemul cubic. Apare sub formă de cristale octaedrice, foarte fine.

Dimensiunea celulei elementare a $CeO_2$ ($a_0 = 5{,}40$ Å) este considerabil mai mică decît a $ThO_2$ ($a_0 = 5{,}59$ Å) și decît a $UO_2$ ($a_0 = 5{,}46$ Å). Cu toate acestea valoarea razei ionice pentru $CeO_2$ este mai mică decît la varietățile de uraninit alterat (5.46 Å la minimum 5,36 Å). Pentru că o asemenea serie se extinde de la $CeO_2$ la $ThO_2$, cu creșterea în consecință a razelor ionice, nu se poate face o deosebire esențială între tipurile de cerianit-thoric și uraninit, uraninit-thoric sau thorianit-uranifer, decît cu ajutorul analizelor în raze X.

*Proprietăți fizice.* Este semitransparent și are o culoare verde-închisă ca chihlimbarul. $CeO_2$ (sintetic) prezintă culori albe sau gălbui-

Greutatea specifică, determinată pe cerianit sintetic ($a_0 = 5{,}416$ Å), este de 7,195.

*Proprietăți optice.* Nici despre constantele optice ale cristalelor de cerianit nu se cunosc prea multe date. Este izotrop cu $N > 2$.

Se aseamănă cu piroclorul și microlitul, iar din analiza în raze X se constată o asemănare destul de mare cu thorianitul și uraninitul.

*Condiții de zăcămînt.* Cerianitul se formează în condițiile metamorfismului de contact. Sub forma unor cristale mici se găsește în zona Lakner (Sudbury-Ontario) la contactul unor dyke-uri de roci carbonatice cu roci gnaisice, nefelinice. Mineralizația apare sub formă de lentile de 0,3 m constituite din carbonați, nefelin, feldspat, tremolit, magnetit, ilmenit și apatit.

**Uraninit** — $UO_2$. A fost determinat de Dana în 1868. Mineralul conține 46,5—88,2% U, în care $U^{4+}$ apare oxidat diferit pînă ajunge la $U^{6+}$. În unele cazuri $U^{6+}$ este produsul autooxidării, ca urmare a fenomenelor de radioactivitate, iar conținutul acestuia crește spre periferia cristalelor.

În unele pegmatite și în unele metasomatite, raportul $UO_2/UO_3$ din mineralele de uraninit este foarte mare, în timp ce în cele de altă geneză, acest raport este scăzut, sau foarte variabil.

În natură nu se găsește un mineral care să corespundă perfect formulei $UO_2$. Probabil că o bună parte din $U^{6+}$ nu este de origine primară. Este știut că mineralele care se formează la temperaturi scăzute conțin mai mult $U^{6+}$.

Conținutul de Th din uraninit ajunge pînă la 45,3%. În filoane hidrotermale, uraninitul conține mai puțin de 0,25% $ThO_2$, în timp ce același mineral din pegmatite are cca 2% $ThO_2$, sau chiar mai mult. În aceste condiții se prezintă bröggeritul (cu circa 14% $ThO_2$) și cleveitul (nivenit) în care conținutul de TR $(Y,Ce...)_2O_3$ ajunge uneori pînă la 10%.

Unele cristale de uraninit conțin elemente chimice gazoase (He, Ar, N). Heliul ia naștere din procesele de dezintegrare radioactivă. Asemănător cu acesta se formează și Pb, al cărui conținut ajunge pînă la 16%. Alte elemente, ca Ta, Fe, Mn, alcalii, $H_2O$ sînt prezente în cantități variabile, ca impurități primare, sau pătrunse în interiorul cristalelor de uraninit prin procese de epigeneză.

Robinson, Sabina (1955), analizînd mai multe probe de uraninit și thorianit, au determinat în funcție de conținutul de $U_3O_8$, $ThO_2$ și PbO trei varietăți de uraninit:

— Uraninit cu maximum 10% $ThO_2$, cu raza ionică de 5,47 Å. Se găsește, de regulă, în dyke-urile pegmatitice, granitice și

sienitice, în asociație cu feldspați alcalini, cuarț, sfen, apatit și fluorină.

— Uraninit cu conținut de 10—18% $ThO_2$ și raza ionică de 5,47—5,50 Å. S-a întîlnit pe unele filoane de piroxenite micacee, asociate cu calcit, fluorină și apatit.

— Uraninit cu conținut mai mare de 20% $ThO_2$ și raza ionică de 5,51—5,65 Å. A fost determinat în zonele de contact metasomatic, în parageneză cu calcit, diopsid, flogopit și alte minerale accesorii, ca sfen, thorit, pirită etc.

Există uraninite bogate și în pămînturi rare. De exemplu, uraninitul din Arendal (Norvegia), prezintă conținuturi de 9,46% TR-ytrice și 2,25% TR-cerice. Asemenea exemple se cunosc și în alte locuri din lume, inclusiv în Carpații Meridionali românești.

Uraninitelor cu conținut ridicat de Th li s-a dat denumirea de **bröggerit**, iar celor cu conținut mare de TR li s-a atribuit denumirea de **cleveit (nivenit)**.

Uraninitul se transformă foarte ușor dînd naștere unui mare număr de oxizi hidratați, carbonați, sulfați, fosfați, arseniați, vanadați, silicați etc.

Sub formă de pseudomorfoze, uraninitul poate fi înlocuit de thucolit și de diferite sulfuri metalice, îndeosebi de calcopirită.

Cristalele de uraninit prezintă uneori zone cu modificări profunde, provocate adesea de solubilizarea selectivă a unor elemente componente. Cel mai stabil rămîne thoriul. Plumbul se elimină mai ușor decît $O^4$, însă după ce $U^{+4}$ trece în $U^{+6}$, oxigenul devine mai stabil decît plumbul (Ellsworth, 1932).

Sub formă de mineral detritogen uraninitul se întîlnește destul de rar, datorită ușoarei transformări în procesele de alterare sub acțiunea soluțiilor hidrotermale și a apelor meteorice, ca și a proceselor de autooxidare.

Varietățile criptocristaline, coloforme, de uraninit poartă numele de **pechblendă**. Frondel (1958), prin analize Röentgen, a demonstrat marea asemănare dintre rețelele reticulare ale celor două tipuri de minerale, deosebind totuși o trecere gradată de la un mineral la celălalt. Uraninitul și mai ales pechblenda nu au o compoziție chimică stabilă, aceasta modificîndu-se permanent, datorită proceselor de dezintegrare spontană pe care le suportă. Adiționarea în procesele de alterare superficială a ionilor de $UO_3$ la ionii de $UO_2$ în stare cristalină conduce, mai ales în mineralizațiile filoniene, la un amestec în proporții diferite. Atunci cînd ionii de $UO_3$ sînt în exces față de cei de $UO_2$ scade sensibil densitatea și puterea de reflecție a mineralului, care trece spre para-pechblendă.

Tot în categoria produșilor de oxidare a uraninitului sînt incluși și „oxizii negri de uraniu".

*Proprietăți cristalografice.* Uraninitul cristalizează în sistemul cubic. Structura cristalină internă corespunde rețelei caracteristice fluorinei. De regulă, sînt bine dezvoltate fețele de cub. Subordonat se întîlnesc cristale octaedrice și de dodecaedru romboidal. Uneori se prezintă ca macle de întrepătrundere după legea fluorinei. Dimensiunea rețelei de $UO_2$ sintetic este de 5,44 Å, iar cea de $ThO_2$ de 5,61 Å. Valorile celor două raze ionice, sensibil apropiate, favorizează izomorfismul celor două elemente (U-Th).

Brooker și Nuffield (1952) au remarcat că această rețea poate să fie micșorată, funcție de procesul de alterare. Ionul $U^{6+}$ este mai mic decît ionul $U^{4+}$, rețeaua reticulară se reduce de la 5,46 la 5,405 Å.

Cristalele de uraninit (fig. I.4 și fig. I.5) au mărimi obișnuite, dar uneori dimensiunea lor este foarte mare. De exemplu în zona Wilberforse-Cardiff (Ontario — Canada) s-au găsit cristale cu dimensiuni de 11 × 7 × 4,9 cm și greutatea de 1,834 kg (Meen, 1948), iar în neckul Haddam, din Connecticut (SUA), s-au găsit cristale cu dimensiuni de 6 × 7 × 10 cm și greutatea de 1,2 kg (Ingerson, 1938). Cel mai

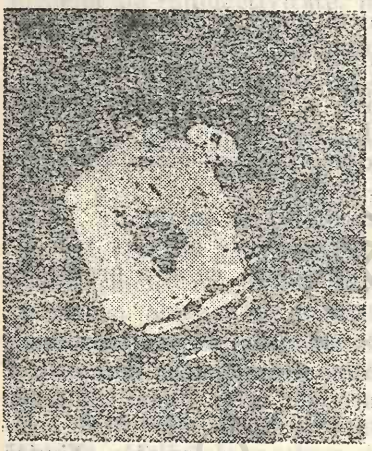


Fig. I.4. Uraninit inclus într-un feldspat. Zona Marcillacla Crousille (Corrèze), Franța.

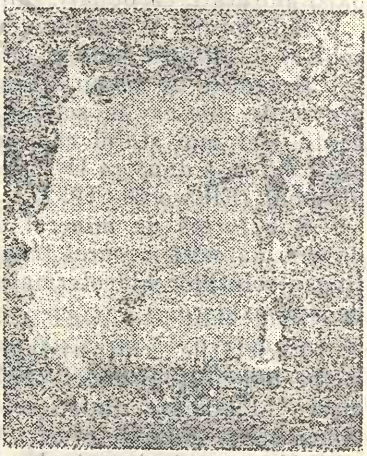


Fig. I.5. Uraninit într-un pegmatit cuarțo-feldspatic (Coasta de Fildeș).

frumos eșantion de uraninit este un cristal în care fețele de cub se asociază cu cele de octaedru, care a fost găsit în pegmatitele din zona Fuente-Ovejuna din Spania.

Pechblenda se prezintă, de regulă, sub formă de concrețiuni (fig. I.6), sau mase negre reniforme, mamelonare (fig. I.7), botrioidale sau sferoidale.

Cînd sferulitele de pechblendă sînt libere, partea lor exterioară este strălucitoare. Sferulitele mai mari prezintă uneori un înveliș grăunțos constituit din sferulite mai mici. Spărtura este concoidală. Uneori pechblenda poate fi constituită din fibre dispuse în chip haotic, sau aliniate sub forma unor strate fine, ale căror dimensiuni variază

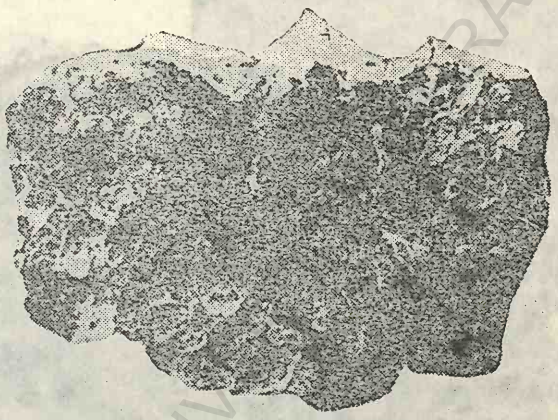


Fig. I.6. Pechblendă concreționară. Mina Henriette, Franța (2X).

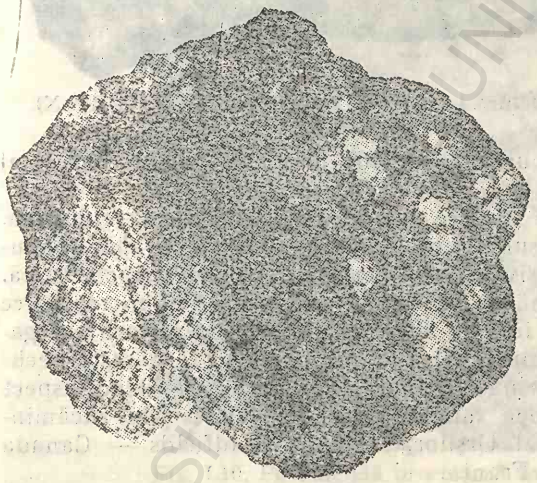


Fig. I.7. Pechblendă mamelonară filonul La Borne-Pilot, Franța (2X).

de la 10 pînă la 0,001 microni. Sferulitele sînt constituite uneori din mai multe strate concentrice, ușor separabile (Johanngeorgenstadt). În cazurile cînd stratele sînt suprapuse prin alternanță generează structuri rubanate (fig. I.8). O dispoziție curioasă este cea în zig-zag,

mai ales atunci cînd păturile separă două generații ale unui același mineral.

Pechblenda din filoanele hidrotermale se prezintă, de regulă, sub formă de mase reniforme, sau de sferulite, cu structură concentrică și fibroasă pînă la șistoasă. Formele reniforme sînt deseori fisurate

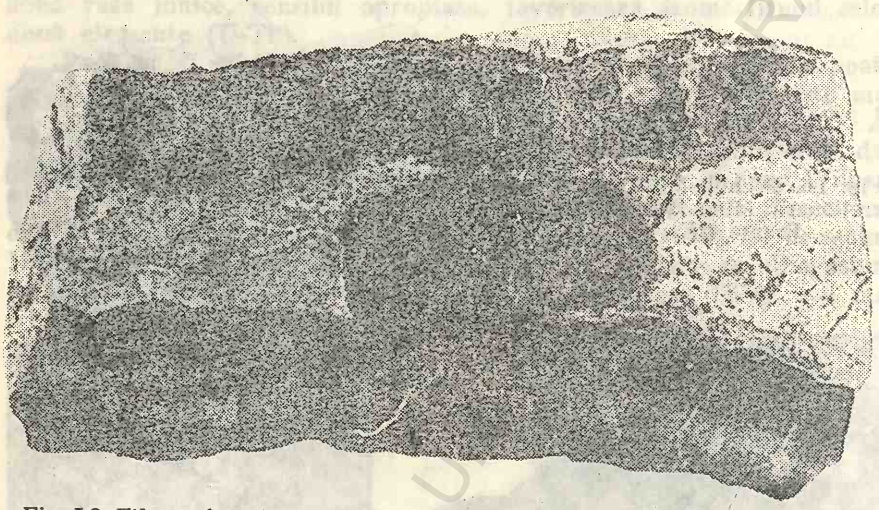


Fig. I.8. Filon rubanat și structură în cocarde. Saint Priest, Franța (1,5 X).

și reumplute cu galenă și cuarț, care înlocuiesc și nucleul central al cristalului de pechblendă.

Pechblenda din filoane nu are întotdeauna structură reniformă. Uneori aceasta se prezintă sub formă de strate subțiri paralele, ondulate, sau ca acumulări masive, fără nici o structură caracteristică. Alteori se prezintă sub formă de ghirlande, incluziuni submicroscopice și structuri celulare, care se individualizează în timpul creșterii agregatelor piritoase (fig. I.9). În unele filoane hidrotermale se găsește pechblendă cu structură reniformă puternic sfărîmată, căpătînd aspect breccios (fig. I.10). Asemenea mineralizații se întîlnesc în zăcămintele Eldorado, Marele Lac al Urșilor, regiunea Goldfields — Canada și Bigay, Puy de Dome — Franța.

În unele cazuri pechblenda brecciformă este acoperită de o pechblendă mai nouă, din a doua generație, formînd depuneri mari, ca în Katanga. În unele zăcăminte asemenea depuneri de pechblendă cimentează fisurile mineralelor mai vechi, le înlocuiește după fețele de clivaj, sau chiar le pseudomorfozează.

Există depuneri de pechblendă și sub formă de impregnații. Unele au aspect masiv și luciu metalic, iar altele sînt pulverulente. Ambele forme sînt fin granulare și cu structuri, mai mult sau mai puțin criptocristaline.

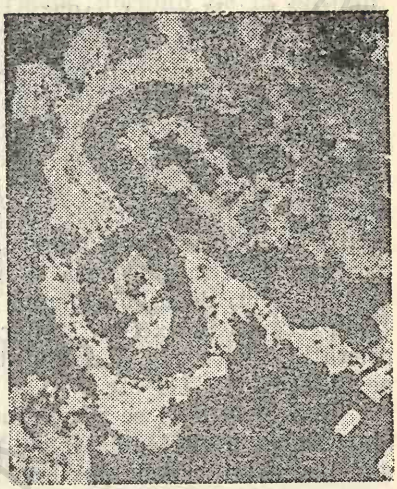


Fig. I.9. Pechblendă cu structură celulară. Pirita constituie centrul celulelor, iar exteriorul este învelit de pechblendă. Totul este cuprins într-o masă de cuarț, parapechblendă și coffinit. Fanay-Haute Vienne (Franța).

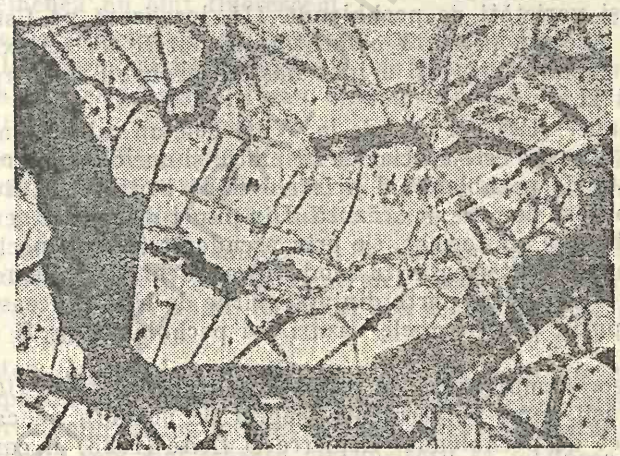


Fig. I.10. Pechblendă breccioasă într-o masă de cuarț. În fisurile pechblendei apar opal și covelină (120 X). Mina Bigay, Puy-de-Dôme (Franța).

Pechblenda pulverulentă se găsește și pe unele filoane hidrotermale, în special, pe acelea care se caracterizează printr-o compoziție mineralogică simplă.

Există și alte moduri de prezentare microscopică a pechblendei. La Jachimov, au fost descoperite varietăți de pechblendă tardivă, fără structură concreționară, care umplu fracturile unei pechblende timpurii.

Kidd și Haycock (1935) au descris din unele minereuri din Great Bear Lake (Canada) o varietate de pechblendă mai proaspătă și mai compactă, formată prin procese de epigeneză, denumită pechblendă II, în care conținutul de $UO_3$ ajunge pînă la 90%. În mod normal, în natură conținutul de $UO_3$ din pechblendă este mult mai mic decît conținutul de $UO_2$. Frondel și Weeks (1958) au demonstrat că procentul de $UO_3$, începînd de la soluțiile mineralizatoare, este în funcție de valoarea coeficienților *p*H-*e*H și a temperaturii acestora. Astfel, cantitatea de $UO_3$ este mai mare dacă aceste valori sînt mai mari, iar temperatura este mai scăzută și invers. În acest fel se explică și geneza oxizilor negri de uraniu depuși sub forma de $UO_3$ amorf.

Prezența în exces a ionilor de $UO_3$ în pechblendă modifică și proprietățile fizice ale acesteia, transformînd-o în parapechblendă, sau pechblendă II, III etc.

Pechblenda II se poate forma și prin procese intense de oxidare hipergenă a pechblendei I, sau poate să apară și ca produs al unor manifestări hidrotermale postume depunerii sale. Kidd și Haycock (1935) au descris și varietăți de pechblendă III, localizată pe fisurile pechblendei II. Aceasta prezintă o duritate și putere de reflexie similare cu cele ale pechblendei I și a luat naștere probabil, prin regenerarea pechblendei II.

Wimenauer (1951) a descris la Wittichen un mineral asemănător pechblendei II, care este asociat cu bismutul și unele arseniuri de Ni-Co. Se deosebește de pechblendă I printr-o slabă izotropie și duritate, ca și printr-o putere de reflexie scăzută. Din punct de vedere genetic acest tip de pechblendă s-a format, fie prin pseudomorfozarea pechblendei I, fie prin depunere ulterioară, în mod independent. Pechblenda II pare să fie mai veche decît o parte din arseniurile de Ni-Co, aceasta demonstrînd, cel puțin pentru unele cazuri, că pechblenda ar fi de origine hipogenă.

O categorie importantă de produși ai uraniului ($UO_2$-$UO_3$) o constituie produșii negri pulverulenți (negrul de uraniu), pe care unii îi deosebesc net de pechblendă. Lepierre și Leite (1933) îi consideră ca produși de alterare ai oxizilor $UO_2$ sau $U_3O_8$, permanent însoțiți de fosfați, sulfați sau sulfuri. În această concepție oxizii negri-pulverulenți apar ca produși de alterare supergenă a minereurilor hipogene, deci ai pechblendei.

Există de asemenea în unele zăcăminte o pechblendă situată la nivele mai profunde, apoi oxizi negri pulverulenți localizați la un nivel

intermediar şi minerale colorate de uraniu, care ocupă un nivel superior nivelului cu oxizi negri-pulverulenţi şi care se formează pe seama acestora. Astfel, din punct de vedere evolutiv se constată că aceste minerale urmează o evoluţie tipic supergenă, pornind de la autunit, pechblendă, minerale negre pulverulente şi minerale galbene.

Produşii negri pulverulenţi sînt foarte abundenţi în zăcămintele din Platoul Colorado, fiind cunoscuţi sub denumirea de „soothpitchblende", care sînt total diferiţi de pechblenda normală.

*Proprietăţi fizice.* Mineralele de uraniu sînt în cele mai multe cazuri luminiscente. De obicei fenomenul de luminiscenţă este specific asociaţiilor de uraniu hexavalent, în compoziţia cărora, uraniul participă sub forma de uranil $(UO_2)^{2+}$ posedînd proprietăţile cationului bivalent. Nici această particularitate nu poate fi generalizată, deoarece fenomenul de luminiscenţă este influenţat şi de alţi cationi şi anioni însoţitori. Astfel, cationii grei de $Cu^{2+}$, $Fe^{2+}$, $Mn^{2+}$, $Pb^{2+}$, $Bi^{3+}$ împiedică fenomenul de luminiscenţă în toate mineralele uranifere. Creşterea raportului $H_2O : UO_3$ şi $SO_3 : UO_3$ conduce la slăbirea luminiscenţei pînă la totala ei dispariţie.

Uraninitul nu este fluorescent, aşa cum sînt de altfel toate mineralele în compoziţia cărora intră $U^{4+}$. Există şi unele minerale cu U, care de asemenea nu sînt fluorescente.

Culoarea cristalelor de uraninit este cenuşie-închisă, de oţel, ajungînd pînă la negru catifelat. Poate fi, de asemenea, neagră, cafenie, cafenie-închisă, neagră-verzuie, sau cenuşiu-verzuie-închis la cristalele puternic alterate.

Culoarea $UO_2$ sintetic sub formă de pulbere variază de la negru-albăstrui la cafeniu-închis sau cafeniu, în funcţie de dimensiunile particulelor din pulberi şi de conţinutul de oxigen.

Luciul, ca la mai toate mineralele primare de uraniu, este semi-metalic, asemănător ferului pentru mineralele nealterate. Normal, luciul mineralelor de uraninit apare în culori şterse, asemănător asfaltitelor, adamantin şi uneori gras.

Duritatea mineralelor uranifere variază în limite largi (1 la 7). Pentru grupa oxizilor de uraniu, duritatea are un rol determinant în diagnosticarea mineralelor, permiţînd separarea uraninitului de pechblendă. Valorile cele mai scăzute ale durităţii se întîlnesc, de obicei, la mineralele cele mai alterate.

Densitatea $UO_2$ sintetic este de 10,95, iar la uraninitul natural este mai mică şi variabilă, în funcţie de gradul de alterare a mineralului (7,5—9,7). Pechblenda are densităţi mai mici (6,5—9,0). Spărtura este concoidală, neregulată. Clivajul se observă numai în secţiuni subţiri, sau lustruite şi este de tip octaedric.

*Proprietăți optice.* Analiza în raze X nu este suficientă pentru a deosebi uraninitul de pechblendă. Pe minereuri cu granulație mare se obțin în diagrama Debye-Scherrer, funcție de intensitatea oxidării minereului, niște linii și pete care pentru pechblendă sînt practic uniforme. După Brooker și Nuffield (1952), pechblendele naturale, analizate în raze X, prezintă următoarele caracteristici:

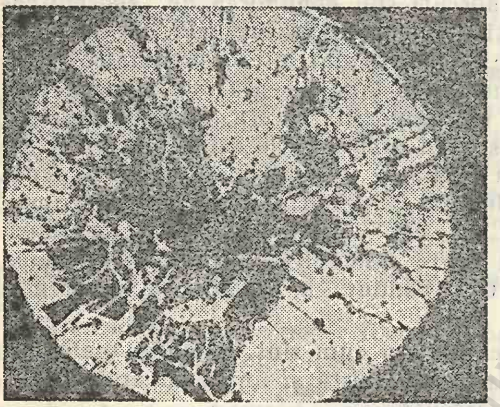


Fig. I.11. Pe fond cuarțos, sferulite de pechblendă cu fisuri de retragere umplute cu galenă. În centrul sferulitului se remarcă procesul de înlocuire a pechblendei cu cuarț, sau reprecipitarea pechblendei în mici aglomerări. Bigay, Puy-de-Dôme (Franța) (40 X).

— liniile din diagrame sînt din ce în ce mai vagi cu cît $UO_3$ este mai abundent; — pechblendele nu sînt metamictice; — în stare naturală nu conțin decît $UO_2 + UO_3$. Ceilalți oxizi, în special $U_3O_8$ nu apar decît prin încălzire.

În lumină reflectată, culoarea uraninitului și a pechblendei este cenușie, asemănătoare cu a magnetitului.

Puterea de reflecție nu poate fi măsurată cu precizie din cauză că pechblendele, mai ales cele de tip filonian, conțin numeroase impurități chimice, care influențează negativ. Uneori pe fisurile din interiorul cristalelor de pechblendă apar incluziuni, fie dintr-o pechblendă mai nouă (fig. I.11), fie din silice, carbonați, sau sulfuri metalice (fig. I.12).

Analizele chimice ale unor cristale de pechblendă și uraninit au arătat prezența în ele a unor elemente rare (C, W, V).

În secțiuni lustruite pechblendele cu impurități au culoare roșie, portocalie și verde.

În nicoli încrucișați, mineralul apare izotrop. Unele pechblende dau reflexe interne brune, ceea ce trădează existența unor plaje de coffinit.

La microscop pechblenda prezintă o structură sferulitică caracteristică în raport cu originea sa coloidală. Sferulitele apar izolate în gangă sau grupate sub formă de ghirlande continue, care conțin în inte-

riorul lor un nucleu, prezentînd în acest caz un aspect celular (fig. I.13). În unele plaje compacte, sferulitele juxtapuse capătă contururi poligonale, ajungînd la structuri în cuib de rîndunică.

Pechblenda se mai poate prezenta sub forma unor plaje întotdeauna cu fisuri dispuse neregulat. Prezența acestor fisuri, împreună cu fenomenul de izotropie caracteristic atît uraninitului cît și pechblendei,

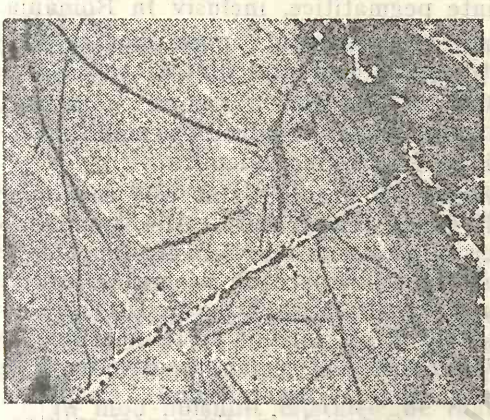


Fig. I.12. Pechblendă sferoidală mulată de pirită și parapechblendă. O fisură radială umplută de pirită. Mina Henriette — Franța (40 X).

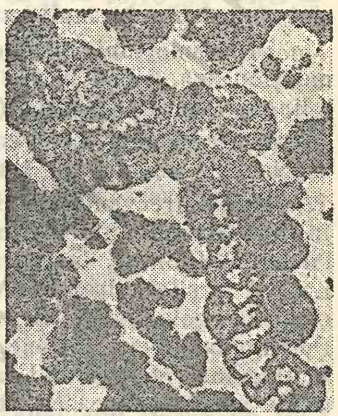


Fig. I.13. Asociații de cuarț automorf cu galenă xenoformă în care se văd celule de pechblendă. Mina Limouzat, Franța (150 X).

permit diagnosticarea lor. Fisurile radiale sînt mai totdeauna constante la pechblende. Denumite și „fisuri de comprimare" acestea sînt un element ajutător în diagnosticare. Fisurile își au originea în comprimarea succesivă a depunerilor coloidale din interiorul mineralelor, ca urmare a reducerii volumului prin dezintegrarea uraniului. sau printr-o explozie a radonului acumulat. Unii cercetători consideră aceste fisuri ca fiind efectul presiunii heliului acumulat în interiorul mineralelor.

*Condiții de zăcămînt.* Uraninitul se prezintă în natură în următoarele tipuri de mineralizare:

1) mineralizații de uraninit din pegmatite (granitoide sau sienitice);

2) mineralizații pirometasomatice;

3) mineralizații hidrotermale (a — hipotermale; b — epitermale);

4) mineralizații aluvionare de uraninit.

Se întîlnește și în aluviuni provenite din rocile respective.

În condițiile de formare a pegmatitelor, uraninitul apare în parageneză cu columbit, struverit, fergusonit, monazit etc., precum și cu turmalină, zircon, feldspați, mice etc. Uneori apare în asociații cu compuși organici (thucolit, carburan) și alte minerale. În pegmatite, uraninitul este, în general, bogat în TR și Th. Conținutul în Th poate să ajungă pînă la 14% (Winnipeg River — Canada), iar în TR yttrice = =9,46% și cerice = 2,25% (Arendot — Norvegia). Astfel de mineralizații sînt cunoscute în multe zăcăminte pegmatitice, inclusiv în România.

În formațiuni pirometasomatice, uraninitul apare mai rar. Se menționează, între altele, apariția lui la contactul dintre calcare cristaline și metapiroxenite (Bancroft — Ontario).

În formațiuni hidrotermale de temperatură ridicată uraninitul este asociat cu hematit și arseniuri de Ni-Co, molibdenit.

Tipuri frecvente de mineralizații cu uraninit sînt cele care apar în formațiunile hidrotermale de joasă temperatură. Aici apare sub formă de filonașe, în asociație cu minerale de Co-Ni-Bi-Ag-As (Marele Lac al Urșilor, Jachimov, Shinkolobwe). Apare de asemenea asociat cu pirită, galenă și ± blendă (Lacul Athabaska — Canada, Urgeirica — Portugalia, Coeur d'Aléne — Idaho). A fost întîlnit pe filonașe bogate în fluorină (Marysvale-Utah, Wölsendorf — Germania), diseminate în rocile metamorfice, cu thucolit și aur (Wittwatersrand), cu pirită, monazit și brannerit (Blind-River — Ontario), în diseminări epigenetice, substituind filonașele din gresii și conglomerate (Platoul Colorado). A fost găsit, de asemenea, în asociație cu coffinit și oxizi de vanadiu cu valențe mai mici și local cu mult material asfaltic (mina Mi-Vida — Monticello; munții Temple — San Raphael etc.) și în asociație cu sulfuri de Pb, Zn, Cu, Fe, Co și Ni (mina Fericitul Jack) etc.

În depozite aluvionare uraninitul apare foarte rar și în condiții cu totul speciale.

## HIDROXIZI

### Seria ianthinit

**Ianthinit** — $[UO_2 | (OH)_2]$. Numele de ianthinit a fost atribuit mineralului uranifer acicular de culoare violetă, descoperit și descris de Schoep (1926) în Katanga, unde a fost găsit în asociație cu uraninit. Mai tîrziu a fost identificat și în unele zăcăminte uranifere din Franța.

Guillemin şi Protas (1959) au găsit în minereu din Zair o varietate de ianthinit cu structură lamelară şi culoare violet-neagră, pe care au denumit-o *wyartit* $(Ca_3U^{4+}[(UO_2)_6 | (OH)_{18} | (CO_3)_2]4\,H_2O$.

Din punct de vedere chimic ianthinitul este un oxid hidratat de uraniu, în care U este în stare tetravalentă. Analizele efectuate au pus în evidenţă prezenţa $H_2O$, $UO_2$, $UO_3$. În prezenţa apei oxigenate, culoarea violetă a mineralului se transformă în galben.

Analiza chimică cantitativă indică: $UO_{2,84} = 90{,}10\%$; $H_2O = 9{,}90\%$.

Bignand (1955) a descris un oxid sintetic de culoare violetă cu compoziţia $UO_{2,84} \cdot nH_2O$, în care raportul $U^{4+} : U^{6+} = 1 : 4{,}9$. Din acelaşi material a rezultat o diagramă de difracţie a razelor X, în pulbere, similară cu a unui oxid de uraniu hidratat (de culoare violetă) din unele zăcăminte franceze (Bois Noirs, Puy-de-Dôme).

După Schoep (1955), ianthinitul ar avea următoarea compoziţie chimică: $U_3O_8 = 71{,}60\%$; $UO_2 = 10{,}90\%$; $Fe^{3+}$ = urme.

Se mai cunoaşte un carbonat hidratat de Ca, $U^{4+}$ şi $U^{6+}$, de culoare violetă, căruia i-a fost atribuită denumirea de ianthinit.

*Proprietăţi cristalografice.* Cristalizează în sistemul rombic, după Guillemin şi Protas avînd următorii parametri: $a = 11{,}52 \pm 0{,}05$ Å; $b = 7{,}15 \pm 0{,}02$ Å; $c = 30{,}3 \pm 0{,}1$ Å; $a : b : c \fallingdotseq 1{,}611 : 1 : 4{,}235$.

În mod obişnuit cristalele de ianthinit apar sub formă de solzi cu dimensiuni foarte mici. Lamelele după (001) sînt fie alungite după axa *b*, fie tabulare sau prisme scurte. De cele mai multe ori cristalele maclate polisintetic au lungimea maximă de 1—2 mm. În unele zăcăminte de uraniu din Franţa, ianthinitul apare sub formă de cruste, agregate aciculare sau rozete fibroradiare şi mase de culoare violetă.

*Proprietăţi fizice.* Clivajul cristalelor de ianthinit este perfect după (001) şi bun după faţa (100). Spărtura este concoidală pînă la aşchioasă. Culoarea variază de la negru-violaceu la violet-cenuşiu. În aer, mineralul se poate oxida, devenind brun-violet pînă la galben. Luciul semimetalic şi sticlos. În lumină ultravioletă nu este fluorescent. În pulbere prezintă culori de la cenuşiu pînă la brun-violaceu. Duritatea 2—3. Densitatea 5,16.

*Proprietăţi optice.* Ianthinitul este un mineral biax negativ, cu extincţie dreaptă, alungire negativă şi foarte pleocroic: $n_g \fallingdotseq 1{,}674$ — incolor; $n_m = 1{,}90$ — violet; $n_p = 1{,}92$ — puternic violet.

Se constată că proprietăţile optice ale mineralului nu prezintă mare certitudine pentru a fi utilizate ca mijloc unic de diagnosticare. În sprijinul determinării acestor minerale se folosesc şi datele obţinute din difracţia razelor X, în pulbere. Astfel, au fost analizate minereurile din Shinkolobwe (Zair) şi Saône et Loire — Franţa. A rezultat că ian-

thinitul din Shinkolobwe are $d = 1{,}582$ şi $I$ foarte slab, în timp ce cel din Franţa are $d = 1{,}578$ şi $I$ slab. Ambele diagrame sînt identice cu ianthinitul sintetic ($UO_{2,84}n \cdot H_2O$) analizat de Bignand (1955).

*Condiţii de zăcămînt.* În natură, ianthinitul se formează în procese secundare, prezentîndu-se în formă de cruste pe filoane cu uraninit, unde este asociat cu schoepit şi becquerelit şi sub formă de cristale cu habitus tabular, împreună cu fourmarierit şi alte minerale secundare de uraniu.

În Franţa se cunosc cinci zăcăminte cu ianthinit, care se prezintă în cristale mici prismatice, cristale aciculare şi mase microcristaline.

Concentraţii industriale de ianthinit sînt foarte rare în lume. Acest mineral se depune din soluţii supergene încărcate cu uraniu, care, atunci cînd întîlnesc condiţii optime de reducere, precipită depunîndu-se pe fisurile pechblendei, a mineralelor de gangă sau în imediata vecinătate a acestora.

## Seria Becquerelit

**Masuyit** — $[UO_2 | (OH)_2] \cdot H_2O$. Mineralul a fost determinat de Vaes (1947) pe un material provenit din Shinkolobwe — Zair.

Analizele de laborator au arătat existenţa unui uranat hidratat de plumb ($3PbO_8UO_3 \cdot 10\,H_2O$), a cărui diagramă în pulbere se aseamănă cu formula iniţială a masuyitului. Analiza chimică a unui mineral sintetic şi a unui eşantion de masuyit din Zair (Kuttitta, 1953) au arătat că acesta din urmă conţine şi urme de Ba, Ca şi Li.

*Proprietăţi cristalografice.* Masuyitul cristalizează în sistemul rombic. Are următoarea relaţie axială: $a_0 = 1{,}4$; $b_0 = 12{,}08$; $c_0 = 14{,}27$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1{,}166 : 1 : 1{,}181$.

*Proprietăţi fizice.* Prezintă cristale tabulare după (001), cu clivaj perfect, paralel după (100), (010), (110) şi (150).

Vaes semnalează atît macle simple, cît şi macle duble după faţa (001), figura I.14.

Greutatea specifică: măsurată = 5,08; calculată = 2,028. Culoarea este roşie-portocalie, pînă la portocalie. Este un mineral transparent. Nu este fluorescent în lumina ultravioletă.

După aspectul morfologic exterior nu este uşor de deosebit de ceilalţi oxizi hidrataţi de uraniu.

*Proprietăţi optice.* Masuyitul este un mineral biax negativ cu $2V$ mare (50°) şi dispersia moderată; $r > v$. Are următorii indici de refracţie: $n_p = 1{,}785$; $n_m = 1{,}906$; $n_g = 1{,}917$.

Diagrama de difracție a razelor X obținută pe aceleași probe analizate de Vaes este foarte asemănătoare cu a vandendriesscheitului:

*Condiții de zăcământ.* Masuyitul este un produs secundar al pechblendei. În zăcământul din Katanga el tapisează micile geode ale pech-

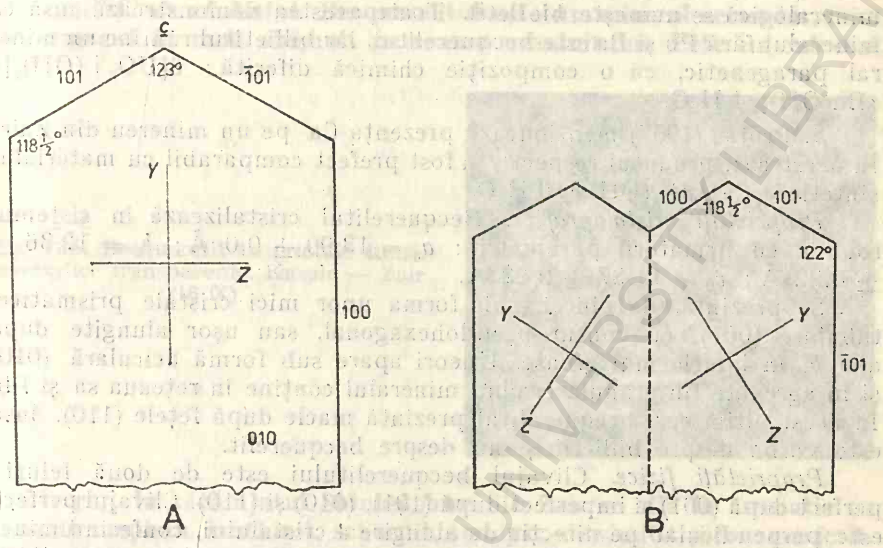



Fig. I.14. Masuyit: *A* — proiecție după fața (010) indicînd orientarea optică; *B* — proiecția unei macle (Frondel, 1958).

blendei, sub formă de mici plaje, colorate în roșu-portocaliu. Cristalele nu depășesc ca mărime 0,1 mm, au conture pseudohexagonale și formează macle din trei sau patru indivizi reuniți după axa (001), sau urmînd planele normale cu (001).

Cristale de masuyit au mai fost identificate în regiunea Goldfields-Saskatschewan (Canada).

**Becquerelit** — $6\,[UO_2\,|\,(OH)_2]\cdot Ca(OH)_2\cdot 4\,H_2O$ sau $[U_7^{6}+O_{20}\,|\,(OH)_2\cdot]\cdot 10\,H_2O$. Mineralul a fost determinat de Schoep (1922) și poartă numele marelui fizician francez, Henri Becquerel, care în anul 1896 a descoperit fenomenul de radioactivitate. Din formula chimică stabilită de Frondel și Cuttitta (1952), cca 89—90% reprezintă uraniul hexavalent ($UO_3$). Acest lucu este demonstrat de rezultatul mai multor analize chimice. Pe baza unora din aceste analize, becquerelitului i-au fost atribuite mai multe formule chimice, specifice structurii sale interne.

Asemănarea morfologică cea mai mare între becquerelit şi billietit a fost recunoscută de Schoep şi Stradiot (1948). Tot ei afirmă că billietitul este o varietate a becquerelitului, care conţine foarte puţin Ba ca substituent al U. La fel se explică şi prezenţa Pb din becquerelit. Vaes (1949) susţine că Pb din becquerelit este de fapt Ba şi că specia mineralogică se numeşte **bielletit.** Toate acestea demonstrează însă că mineralul fără Pb şi Ba este becquerelitul, iar billietitul rămîne un mineral paragenetic, cu o compoziţie chimică diferită: $6[UO_2 \mid (OH)_2] \cdot Ba(OH)_2 \cdot 4\ H_2O$.

J. Protas (1957) menţionează prezenţa Ca pe un minereu din Zair. În acest caz, produsul respectiv a fost prefect comparabil cu materialul sintetic: $CaU_6O_{18}(OH)_2 \cdot 10\ H_2O$.

*Proprietăţi cristalografice.* Becquerelitul cristalizează în sistemul rombic cu următorii parametrii: $a_0 = 13{,}90 \pm 0{,}0$ Å; $b_0 = 12{,}36 \pm \pm 0{,}22$ Å; $c_0 = 14{,}87 \pm 0{,}22$ Å.

Se prezintă, de obicei, sub forma unor mici cristale prismatice, tabulare (001), cu contur pseudohexagonal, sau uşor alungite după axa *b*, în lamele mai groase. Uneori apare sub formă aciculară (010) şi în agregate fin granulare, cînd mineralul conţine în reţeaua sa şi Pb. În acest ultim caz, becquerelitul prezintă macle după feţele (110), însă este vorba despre billietit şi nu despre becquerelit.

*Proprietăţi fizice.* Clivajul becquerelitului este de două feluri: perfect după (001) şi imperfect după (101), (010) şi (110). Clivajul perfect este perpendicular pe direcţia de alungire a cristalului, conferind mineralelor un înalt grad de fragilitate, iar cristalele maclate după (110) formează agregate pseudohexagonale.

Duritatea 2,5. Greutatea specifică 5,6. Luciul adamantin, spre gras. Culoarea galbenă de chihlimbar, galben-brună sau galben-portocalie în agregatele fin granulate. În pulbere, culoarea becquerelitului este galbenă. Mineralul este transparent. Nu este fluorescent în lumină ultravioletă.

*Proprietăţi optice.* Becquerelitul este biax negativ. Indicii de refracţie, măsuraţi pe minerale din zona Bigay (Franţa), sînt următorii: $n_p = 1{,}75$; $n_m = 1{,}87$; $n_g = 1{,}88$.

Pleocroismul becquerelitului din Zair (Berman 1933) indică: $n_p = = 1{,}735$ — incolor; $n_m = 1{,}820$ — galben-deschis; $n_g = 1{,}830$ — galben-închis (fig. I.15). Unghiul axelor optice: $2V = 31°$; dispersie clară $r > v$.

Becquerelitul nu poate fi deosebit de billietit numai pe baza proprietăţilor optice. O simplă reacţie microchimică permite separarea celor două minerale, al căror aspect exterior este identic. Billietitul se dizolvă în $NO_3H$ dînd un reziduu cristalin alb, de nitrat de Ba, în timp ce becquerelitul se dizolvă fără reziduu.

Diagrama de difracție a razelor X pe becquerelit diferă clar de cea a schoepitului, dar prezintă în același timp asemănări frapante cu billietitul. Absența Ba și Pb este evidentă pentru becquerelit, la care se adaugă constantele optice, împreună cu analizele în raze X :

*Condiții de zăcământ.* Becquerelitul este un mineral secundar, care se formează în mod obișnuit pe seama uraninitului. Este un mineral

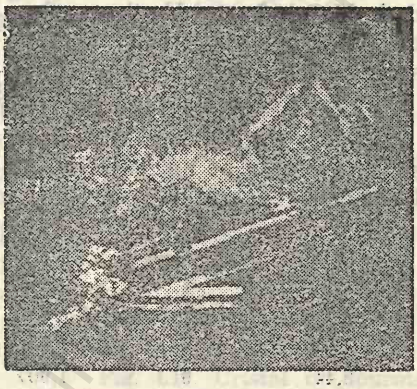


Fig. I.15. Becquerelit în cristale lungi, prismatice transparente. Kasolo — Zair (16 X).

relativ rar, În zăcămîntul Shinkolobwe din Zair se află în asociație cu curit, uranophan, ianthinit, schoepit, soddyit, dewindtit și fourmarierit.

Sub forma de filonașe care intersectează mineralele de uraninit a fost identificat și în Madagascar. Rareori s-a întîlnit și la Wölsendorf în Bavaria, localizat pe cristale de uranophan.

În Franța, a fost întîlnit becquerelit în zăcămintele Bigay-Lachaux, Bois Noirs, Crousille etc.

În platoul Colorado se întîlnește rareori ca produs de alterare a uraninitului din zăcămintele de tip impregnație din gresii. Aici apare împreună cu schoepit și forumarierit sub formă de cruste în jurul mineralelor nealterate de uraninit. De fapt procesul precede formării carnotitului și tyuyamunitului.

A fost descris ca produs provenit din transformarea pechblendei din zona lacului Athabaska — Canada, din mina Eldorado și ca o parte componentă, neobișnuită, a gummitului (Frondel, 1956).

**Wölsendorfit** — $2[UO_2 \mid (OH)_2]PbO$. Cercetările lui J. Protas au permis identificarea wölsendorfitului pe mai multe eșantioane din regiunea Wölsendorf — Bavaria. De altfel, pentru diagnosticarea acestui mineral au fost întreprinse numeroase studii pe varietăți diferite de fourmarierit, reușind să se deosebească în final wölsendorfitul ca specie minerală nouă.

*Proprietăți cristalogarfice.* Wölsendorfitul cristalizează în sistemul rombic și are următorii parametrii : $a_0 = 1\,399$ ; $b_0 = 11,95$ ; $c_0 = 7,02$, $a_0 : b_0 : c_0 = 1,171 : 1 : 0,587$.

*Proprietăți fizice.* Apare sub formă de mase cristaline, fără forme clare. Pe fisurile unei fluorine negre din Wölsendorf, mineralul este roșu aprins ; la Kerségalec (Franța) el apare sub formă de mici sferulite microcristaline și agregate fibroradiare de culoare roșie-portocalie, pe pechblendele de la Marele Lac al Urșilor, wölsendorfitul are aceeași culoare roșie-portocalie, iar la Shinkolobwe (Zair) el apare sub formă de mici nodule cu structură radiară de culoare roșu-carmin.

Are clivaj bun după (001). Densitatea 6,8.

*Proprietăți optice.* Wölsendorfitul are $n = 2,05-2,09$. G. Branche și B. Marignot pe un material din zăcămînt Margnac II au efectuat analize roentgenografice, stabilind următoarele valori :

| $d$ (Å) | $I$ | $d$ (Å) | $I$ | $d$ (Å) | $I$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 7,46 | 4 | 2,44 | 4 | 1,731 | 6 |
| 6,87 | 6 | 2,26 | 4 | 1,669 | 1 |
| 5,97 | 2 | 2,00 | 5 | 1,652 | 2 |
| 3,74 | 2 | 1,921 | 5 | 1,608 | 2 |
| 3,44 | 9 | 1,907 | 5 | 1,543 | 3 |
| 3,09 | 10 | 1,811 | 2 | 1,475 | 2 |

*Condiții de zăcămînt.* Wölsendorfitul a fost semnalat inițial pe fisuri din fluorina neagră de la Wölsendorf – Bavaria, apoi în Canada la Marele Lac al Urșilor și în Franța în zăcămintele Kersegalec-Lignol, la Faye și Margnac II.

## Seria Fourmarierit

**Fourmarierit** — $8[UO_2 \mid (OH)_2] \cdot 2Pb(OH)_2 \cdot 4H_2O$. Acest mineral, descoperit și studiat de H. Buttgenbach (1924), este un oxid hidratat de Pb și U, a cărui formulă chimică nu este sigură.

*Proprietăți cristalografice.* Fourmarieritul cristalizează în sistemul rombic, prezentînd fețele (100), 110), 111) (fig. I.16). Dimensiunile rețelei au fost determinate de H. Brasseur : $a = 14,10$ ; $b = 16,75$ ; $c = 14,55$ ; $a : b : c = 0,868 : 1 : 0,842$.

J. Protas reluînd studiul asupra structurii reticulare a fourmarieritului a determinat următoarele dimensiuni : $a = 13,96$ ; $b = 16,45$ ; $c = 14,28$.

*Proprietăți fizice.* Fourmarieritul se prezintă în cristale tabulare (001), în mod obișnuit alungite după (010).

Clivaj perfect după (001). Duritatea 3—4. Greutatea specifică 5,74. Are culoare roşie. Luciul adamantin. Cristalele sînt translucide. Nu este fluorescent în lumina ultravioletă.

Fourmarieritul este uşor solubil în acizi, dînd o soluţie galbenă. Se înnegreşte cînd este încălzit în aer, dar nu se topeşte. Bignand (1955) a constatat că materialul sintetic pierde o oarecare cantitate de apă la cca 120°C şi restul în continuare, pînă la 300°C.

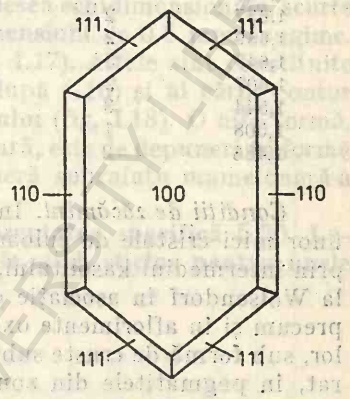


Fig. I.16. Cristal de fourmarierit (Shinkolobwe, Zair).

Cînd apare sub formă de agregate, fourmarieritul se aseamănă mult cu alţi doi oxizi hidrataţi de Pb şi U curitul şi vandendriescheitul; ultimul are conţinutul de Pb şi indicii de refracţie cuprinşi între valorile celor două minerale.

*Proprietăţi optice.* Fourmarieritul este un mineral biax negativ, cu 2 $V$ mare. Indicele de dispersie $r > v$ puternic. Are următorii indici de refracţie: $n_p = 1{,}865$; $n_m = 1{,}900$; $n_g = 1{,}904$; $n_g - n_p = 0{,}09$.

Pleocroismul variază astfel: $n_p = 1{,}85$ — incolor, la roşu intens, brun; $n_m = 1{,}92$ — galben slab, la roşu, brun; $n_g = 1{,}904$ — galben, la roşu intens, brun.

Indicii de refracţie sînt considerabil mai mici decît cei ai curitului (Billiet (1926), Schoep (1930). S-a constatat că aceşti indici în pseudomorfozele de gummit după uraninit variază cu cel puţin 0,04 ($n_g = 1{,}95 - 1{,}97$), probabil datorită substituţiei U cu Ba sau Ca, sau variaţiei raportului $PbO : UO_3 : H_2O$.

Diagrama de difracţie a razelor X pe minerale de fourmarierit se aseamănă foarte mult cu a vandendriesscheitului, masuiytului şi în special, cu cea a diuranatului hidratat de plumb ($PbU_2O_7 \cdot nH_2O$). Se aseamănă mai puţin cu a schoepitului şi nu prezintă de loc asemănări cu diagramele curitului, becquerelitului, sau billietitului:

| $d$(Å) | $I$ | $d$ (Å) | $I$ | $d$ (Å) | $I$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 7,86 | 2 | 1,376 | 2 | 6,81 | 3 |
| 6,83 | 4 | 1,346 | 3 | 3,43 | 9 |
| 3,45 | 9 | 1,309 | 2 | 3,08 | 10 |
| 3,09 | 10 | 1,284 | 2 | 2,755 | 1 |
| 2,73 | 4 | 1,252 | 1 | 2,436 | 3 |

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 2,44 | 6 | 1,226 | 1 | 2,270 | 2 |
| 2,26 | 5 | 1,192 | 1 | 1,990 | 6 |
| 2,15 | 2 | 1,177 | 2 | 1,903 | 7 |
| 2,09 | 2 | 1,142 | 1 | 1,811 | 1 |
| 1,996 | 6 | 1,127 | 1 | 1,719 | 6 |
| 1,907 | 8 | 1,114 | 1 | 1,672 | 4 |
| 1,817 | 2 | 1,102 | 1 | 1,535 | 3 |
| 1,729 | 7 | 1,070 | 2 | 1,497 | 2 |
| 1,637 | 2 | 1,055 | 1 | 1,377 | 3 |
| 1,669 | 2 | 1,030 | 1 | 1,342 | 2 |
| 1,645 | 3 | 1,012 | 1 | 1,299 | 4 |
| 1,607 | 2 | 0,994 | 1 | 1,276 | 5 |
| 1,544 | 3 | 0,974 | 1 | 1,217 | 3 |
| 1,508 | 1 | 0,945 | 2 | 1,132 | 4 |
| 1,486 | 2 | | | | |

*Condiții de zăcămînt.* Inițial, formarieritul a fost întîlnit sub forma unor mici cristale de culoare roșie, depuse direct pe alte minerale, sau prin intermediul kasolitului, la Shinkolobwe (Zair). A mai fost semnalat la Wölsendorf în asociație cu becquerelit, schoepit, uranotil și fluorină precum și în aflorimente oxidate ale filoanelor de la Marele Lac al Urșilor, sub formă de cruste subțiri, cu aspect de gummit, pe uraninitul alterat, în pegmatitele din zona Spruce Pine, în Colorado, la Palermo în apropiere de North Groton, în Norvegia, India, Tanganica și Cehoslovacia.

Fourmarieritul se întîlnește mult mai rar decît curitul și se asociază, în general, cu soddyit. Apare de asemenea, sub formă de cristale mari, împreună cu vandendriesscheit și schoepit.

Minerale similare fourmarieritului se găsesc în asociație cu becquerelit, ca produs de alterare a uraninitului și galenei din lemnul incarbonizat și mineralizat.

**Billietit** $6[UO_2|(OH)_2]\ Ba(OH)_2 \cdot 4H_2O$. Acest mineral a fost considerat multă vreme ca fiind o varietate a becquerelitului. Recent s-a stabilit că cele două minerale sînt specii diferite din punct de vedere structural. O moleculă de CaO la becquerelit este înlocuită printr-o moleculă de BaO în billietit.

Este un oxid hidratat de Ba și $U^{6+}$, în care acesta din urmă participă în proporție de 82,76—84,39% sub formă de $UO_3$. Mai multe analize chimice pe minerale de billietit evidențiază de asemenea absența moleculei de CaO prin înlocuirea ei cu BaO :

$BaO = 6,88—7,42\%$ ; $CaO = 0,30\%$ ; $UO_3 = 82,76—84,39\%$ ; $H_2O = 8,68—10,49$ ; $SiO_2 = 0,76\%$.

O analiză spectrală a billietitului a confirmat prezența unei mari cantități de Ba și urme de Pb. Billietitul este ușor solubil în acizi.

*Proprietăți cristalografice.* Billietitul cristalizează în sistemul rombic, avînd următoarele dimensiuni ale celulei elementare: $a_0 = 14{,}25$; $b_0 = 12{,}04$; $c_0 = 15{,}06$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}603 : 1 : 1{,}271$.

Unele cristale de billietit au aspect tabular, cu fețe după (001), care sînt pseudohexagonale. Acestea sînt adesea echidimensionale, scurte și ascuțite, uneori tipic tabulare avînd dimensiuni de 0,5 mm lungime, 0,3 mm lățime și 0,1—0,2 mm grosime (fig. I.17). Altele sînt constituite din (trei) mici indivizi cristalini, maclați după (110) și al căror contur pseudohexagonal amintește macla aragonitului (fig. I.18). O altă formă, care se pare că este întîlnită frecvent în natură, este de depuneri în formă de cruste care tapițează fisurile, sau acoperă suprafața mamelonară a pechblendei.

*Proprietăți fizice.* Duritatea 2,5 (?). Greutatea specifică 5,30. Luciul este adamantin pentru cristalele simple, slab sticlos pentru unele cristale maclate.

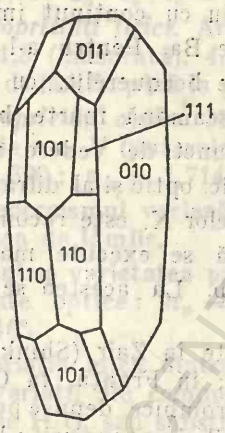



Fig. I.17. Billietit. Cristal tabular.

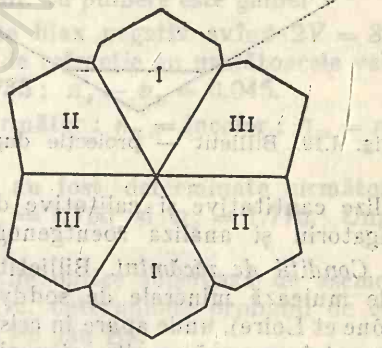



Fig. I.18. Billietit. Maclă după (110); secțiune bazală simulînd o prismă hexagonală.

Prezintă culori galbene de chihlimbar pînă la galben-auriu. În pulbere culoarea devine puternic galbenă.

*Proprietăți optice.* Billietitul este biax negativ cu $2V = 36°$, $n_p = 1{,}73$; $n_m = 1{,}83$; $n_g = 1{,}77$; $n_g - n_p = 0{,}003$. Planul axelor optice este paralel după (100). Pleocroismul este în general galben, foarte slab,

pînă la galben intens. Astfel, după $n_p$ este galben foarte slab pînă la incolor, după $n_m$ este galben verzui şi după $n_g$ este brun de chihlimbar.

Vaes (1949) arată că billietitul la temperatura de 100—110° devine uniax negativ şi prezintă o serie de fisuri orientate după (001), paralele cu axele $y$ şi $z$. Prin răcire, acelaşi cristal revine la forma sa iniţială (biax negativ).

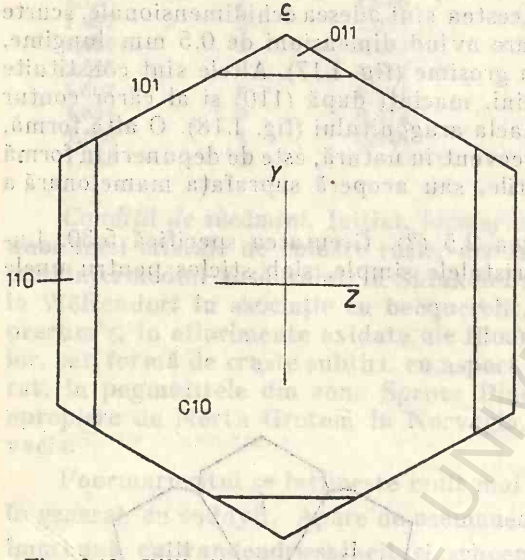


Fig. I.19. Billietit — proiecţie după (010).

O proiecţie în plan executată după (010) arată cel mai bine orientarea optică a billietitului (fig. I.19).

În vederea determinării mineralelor de billietit sînt necesare cît mai multe genuri de analize. Se cunoaşte că billietitul este unicul oxid hidratat de uraniu cu conţinut important de Ba. Pentru a-l deosebi de becquerelit, cu care se aseamănă foarte bine din punct de vedere morfologic, optic şi al difracţiei razelor X, este recomandabil să se execute mai multe analize cantitative şi calitative de Ba şi Pb. La acestea se adaugă obligatoriu şi analiza roentgenografică:

*Condiţii de zăcămînt.* Billietit se cunoaşte în Zair (Shinkolobwe), unde mulează minerale de soddyit şi curit; în Franţa, la Outeloup (Saône et Loire), unde apare în cristale pseudorombice, depuse pe cristale de cuarţ împreună cu alte minerale ca uranotil şi uranocircit; la Kruth (Haut-Rhin) în pachblendă asociată cu sulfuri complexe şi arseniuri, sub forma unor mici cristale şi la Margnac II, la nivelele superioare ale zăcămîntului, sub formă de plaje de gummit asociat cu minerale de uranotil.

3. **Compreignacit** — $6[UO_2](OH)_2]2K(OH)\cdot 4\,H_2O$. A fost determinat de Protas (1964). Cristalizează în sistemul rombic şi se prezintă sub formă de cristale bipiramidale. Are următorii parametri: $a_0 = 7{,}16$; $b_0 = 12{,}14$; $c_0 = 14{,}88$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}588 : 1 : 1{,}224$.

**Schoepit** — $4\,UO_3 \cdot 9\,H_2O$ ? sau $8\,[UO_2 \mid (OH)_2] \cdot 8\,H_2O$. A fost determinat de Walker (1923). Este un oxid hidratat de U, în care $UO_3$ participă în proporție de 89%. Sub formă de adaosuri izomorfe se mai găsesc în cantități foarte mici Pb, Te, $Fe^3$. Schoepitul are formula chimică oarecum incertă, datorită diferenței mari dintre greutățile moleculare ale $UO_3$ și $H_2O$. După valoarea razelor ionice, formula chimică se apropie de $4\,UO_3 \cdot 9\,H_2O$, sau $2\,UO_3 \cdot 5\,H_2O$. După analizele în raze X, ca și după cele chimic-cantitative se constată că raportul $UO_3 : H_2O = 1 : 2$.

Prin încălzire la diferite temperaturi timp de două ore se constată că mineralul pierde circa trei sferturi din $H_2O$. Astfel, sub 110°C pierderea de $H_2O$ este $\approx 7.9\%$ ; restul se elimină dacă materialul este supus unei temperaturi pînă la 325°C. La 350°C mineralul are culoarea portocalie, la 400—450°C devine brună, iar la 850°C este neagră.

*Proprietăți cristalografice.* Schoepitul cristalizează în sistemul rombic și prezintă fețe după (010), 100), (210), (011) sau (110). Rețeaua structurală a mineralului are următorii parametrii : $a_0 = 14{,}33$ ; $b_0 = 16{,}79$ ; $c_0 = 14{,}73$. $a_0 : b_0 : c_0 = 1{,}171 : 1 : 0{,}587$.

*Proprietăți fizice.* Are clivaj perfect (001). Duritatea 2—3. Densitatea 4,8 (măsurată), 4,83 (calculată). Luciul adamantin, de culoare galben de lămîie pînă la galben de sulf. În pulbere este galben.

*Proprietăți optice.* Mineralul este biax negativ avînd $2V = 89°$ și dispersia $r > V$ (puternică). Indicii de refracție au următoarele valori : $n_p = 1{,}690$ ; $n_m = 1{,}714$ ; $n_g = 1{,}735$ ; $n_g - n_p = 0{,}045$.

Pleocroismul variază în felul următor : $n_p$ = incolor ; $n_m = n_g$ = galben de lămîie.

Pentru varietatea **parashoepit** au fost determinate următoarele constante optice : $n_p = 1{,}705$ ; $n_m = 1{,}760$ și $n_g = 1{,}770$. Unghiul $2V \approx 46°$.

Variația mică dintre proprietățile optice sugerează de asemenea, unele variații ale compoziției chimice, determinate probabil de conținutul de $H_2O$, sau substituția U cu Pb sau Ba.

Schoepitul are indicii de refracție în raze X mai mici decît ai oricărui alt oxid hidratat de U ± Ba, Pb.

*Condiții de zăcămînt.* Schoepitul a fost identificat la Kasolo (Zair) ca produs de alterare a pechblendei, asociat cu becquerelit, curit și wad cobaltifer. Se întîlnește de asemenea la Wölserdorf — Bavaria (R.F.G.) pe fluorină neagră, împreună cu becquerelit și ianthinit. A fost determinat de Frondel (1965) în pegmatite și sub formă de pseudomorfoze după uraninit. În Franța, a fost găsit schoepit la Margnac II, în gummitele din apropierea pechblendei, sub formă de cristale lamelare și ascuțite, transparente, de culoare galben deschis.

**Vandendriesscheit** — $8\,[UO_2 \mid (OH)_2] \cdot Pb(OH)_2 \cdot 4\,H_2O$ sau $PbO_7[UO_3 \mid (12\,H_2O)]$. A fost determinat de Vaes (1947). Studiul acestui mineral a fost reluat de J. W. Frondel (1956) pe un material recoltat de la Marele Lac al Urşilor şi pe o specie de vandendriesscheit din Katanga.

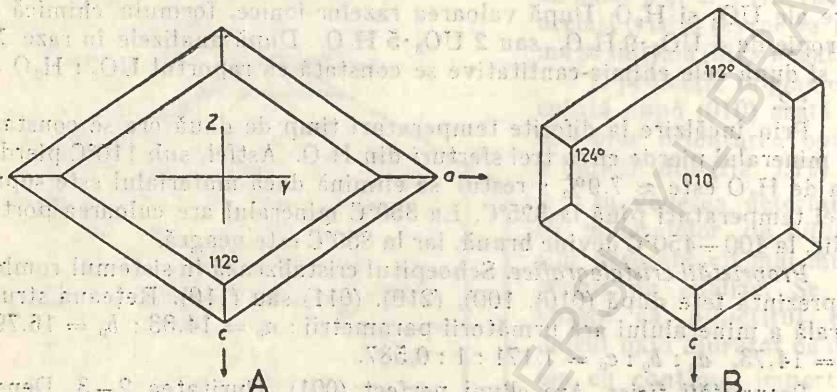



Fig. I.20. Vandendriesscheit. Proiecţie după (010).

Vandendriesscheitul este, de fapt, un uranat hidratat de Pb cu formula $Pb(PbO_7)[UO_3 \mid (12\,H_2O)]$.

*Proprietăţi cristalografice.* Cristalele de vandendriesscheit sînt mici, imperfecte şi se prezintă sub formă de prisme rombice, alungite după (100). De regulă, cristalele sînt suprapuse, sau concrescute paralel.

Are habitus tabular, după feţele (001), cu contur pseudohexagonal sau de formă izometrică (fig. I.20).

S-au găsit de asemenea, cristale sub formă de lamele scurte aplatizate după (001), sau scurte, prismatice, paralele cu axa *c*. Uneori s-au întîlnit agregate microcristaline, destul de compacte.

Acelaşi mineral identificat în Bois-Noirs apare sub formă de cruste galben-portocalii, şi mai rar sub formă de cristale foarte mici (0,1 mm).

*Proprietăţi fizice.* Vandendriesscheitul prezintă un clivaj bazal perfect după (001), remarcîndu-se şi clivaje după (100) şi (010).

Duritatea 3. Greutatea specifică 4,6—5,6. Culoarea este de chihlimbar-portocalie, pînă la brun-aurie şi brun-gălbuie. Există varietăţi a căror culoare este portocalie-roşcată.

Este un mineral transparent cu luciu adamantin. Nu este fluorescent în raze ultraviolete.

*Proprietăți optice.* Datorită variației raportului Pb : U și cantității mari de $H_2O$ din structura sa, vandendriesscheitul prezintă o mare variație a proprietăților optice și a dimensiunii celulei elementare.

Este biax negativ cu alungire pozitivă. Are extincție dreaptă. Indicii de refracție variază astfel : $n_p = 1{,}760-1{,}790$ ; $n_m = 1{,}810-1{,}840$ ; $n_g = 1{,}820-1{,}850$.

Pleocroismul variază de la incolor pînă la galben-auriu.

Diagrama de difracție a razelor X este foarte asemănătoare cu a masuyitului fără Pb, existînd, probabil, între aceste două specii extreme o serie intermediară.

Dimensiunile celulei elementare a vandendriesscheitului au fost determinate de J. W. Frondel pe patru eșantioane (trei din Zair și unul din Canada) ;

| | 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|---|
| $a_0$ | 13,96 | 14,12 | 14,01 | 13,99 |
| $b_0$ | 14,36 | 16,75 | 16,80 | 16,44 |
| $c_0$ | 14,41 | 14,72 | 14,68 | 14,30 |
| $a_0:b_0:c_0 =$ | 0,9722 : 1 : 1,003; | 0,8430 : 1 : 0,8788 ; | 0,8339 : 1 : 0,8738 ; | 0,8510 : 1 : 0,8698 |

Se observă o concordanță vizibilă între unghiurile măsurate și cele calculate din celula elementară pentru mineralul din analiza nr. 2 (Canada), după cum același mineral prezintă diferențe considerabile în analiza nr. 3 (Zair).

*Condiții de zăcămînt.* Vandendriesscheitul apare împreună cu fourmarieritul, ca produs de alterare supergenă.

Inițial a fost descris ca „mineral X" în Canada, unde a fost găsit sub formă de mici cristale asociate cu fourmarierit, ca pseudomorfoze după uraninit. Ulterior a fost denumit vandendriesscheit, în Shinkolobwe — Zair, pe baza analizelor chimice calitative, a diagramei de difracție a razelor X și a constantelor optice. În acest zăcămînt a fost întîlnit frecvent în zona de oxidare superficială, denumită local de C. Frondel (1956) „zona de pseudomorfoze gummit după uraninit."

Cristale de vandendriesscheit au mai fost întîlnite în pegmatite din S.U.A. (New Hampshire, Carolina).

În Europa acest mineral este cunoscut în Cehoslovacia la Joakimov și în Franța la Bois Noirs. În această ultimă zonă, vandendriesscheitul constituie un indice foarte apropiat de mineralizația de pechblendă unde cristalele sale sînt dispuse pe minerale de uranotil acicular, dar existînd și cruste de uranotil, care acoperă vandendriesscheitul cristalizat, dispus direct pe breciile silicioase.

În natură acest mineral se găsește foarte rar.

**Vandenbrandeit** — $[UO_2 \mid (OH)_2]Cu(OH)$ sau $Cu[UO_2 \mid O_2 \mid 2H_2O]$ şi $CuO[UO_3 \mid 2H_2O]$. A fost descoperit de Schoep (1932) în Zair, la Kalongwe. În acelaşi an, J. Thoreau descria sub numele de uranolepidit un mineral provenind din regiunea Shinkolobwe, care practic este asemănător cu vandenbrandeitul. Acelaşi mineral a fost descoperit ulterior în zăcămîntul Rabejac-Ladive din Franţa.

Este un oxid hidratat cu $Cu^{2+}$ şi $U^{6+}$, în care $UO_3 = 70-71\%$. Formula chimică a mineralului este confirmată atît de studiul în raze X (Milne, Nuffield, 1951), cît şi de analizele chimice.

*Proprietăţi cristalografice.* Cristalizează în sistemul triclinic. Prezintă feţe după (110), (010), (101), (011), iar parametrii rezultaţi din valorile celulei elementare a mineralului sînt:

$a_0 = 7{,}86$; $b_0 = 5{,}44$; $c_0 = 6{,}10$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1{,}445 : 1 : 1{,}121$.

Din aceste valori a rezultat formula chimică a vandenbrandeitului: $2(CuO \cdot UO_3) \cdot 2H_2O$. Se prezintă sub formă de cristale mici (1/4 mm la Kalongwe), aplatizate după (001), adesea grupate în agregate paralele şi uneori sub formă de rozete. Mineralul se întîlneşte, de asemenea, în agregate masive.

*Proprietăţi fizice.* Are clivaj perfect după (110) şi altul distinct după faţa (001). Duritatea 4. Greutatea specifică măsurată pe mineralul de la Shinkolobwe 5,03, iar pe cel de la Kalongwe, măsurată de Schoep 9,96. Culoarea este verde închis, spre negru. Luciul este sticlos, iar în secţiuni subţiri este transparent. Nu este fluorescent în lumina ultravioletă.

Mineralul conţine în mod normal incluziuni de casolit şi alte elemente, precum şi incluziuni lichide.

*Proprietăţi optice.* În secţiuni subţiri este verde anormal. Are indici de refracţie ridicaţi: $n_p = 1{,}76-1{,}77$; $n_m = 1{,}78 \pm 0{,}02$; $n_g = 1{,}80 \pm 0{,}02$; $n_g - n_p = 0{,}24 \pm 0{,}02$; $c : n_g = 40° \pm$; (—) 2V mare.

La microscop, granulele sfărîmate prezintă un pleocroism puternic, cu culori care variază de la verde-gălbui pînă la verde-albastru.

Culoarea verde şi clivajul perfect îl apropie de meta-torbernit, meta-zeunerit şi liebigit. Constantele optice, duritatea şi analizele chimice permit o diagnosticare sigură. În acelaşi scop sînt folosite şi analizele cu raze X.

*Condiţii de zăcămînt.* Vandenbrandeitul a fost descoperit la Kalongwe, în Zair, unde este asociat cu kasolit, sklodowskit, malachit, goethit, calcopirită şi pechblendă. În mod special, vandenbrandeitul este asociat cu pechblendă, conţinînd granule de calcopirită în jurul căreia mineralul formează cruste verzi.

La Shinkolobwe se găseşte în asociaţie cu curit, uranotil şi wad cobaltifer. Ceva mai tîrziu a fost întîlnit şi în zăcămîntul Rabéjac-Lodève (Franţa).

Clarkeit — $Na_2U_2O_7$ sau ($RO \cdot 3\,UO_3 \cdot 3\,H_2O$) în care $R = Na_2$, Pb, Ca etc. Este un uranat de Na, Ca și Pb, puțin hidratat, pe care Henderson l-a denumit clarkeit. După Frondel și Meyrowitz (1956), $UO_3$ participă în proporție de 83%, conținînd sub formă de impurități și cantități neînsemnate de Mg, Ba, Si, $Fe^3$ și Al. Ross et al. (1931) și Grüner (1954) menționează și prezența unor mici cantități de pămînturi rare.

Materialul original este o combinație de $Na_2U_2O_7$, $CaU_2O_7$ și $PbU_2O$ în care locul cationilor liberi este ocupat de molecule neutre de $H_2O$. În acest caz $H_2O$ nu este un element esențial în structura internă a mineralului. Asocierea cu $Na_2U_2O_7$ determină formula: $[Na_{2-2x}(Ca, Pb)_xH_2O]_2U_2O_7$, în care compensația de valență este realizată prin substituirea oxigenului cu $H_2O$ sau (OH).

Ross et al. (1931) au considerat clarkeitul ca uranat hidratat cu următoarea formulă empirică: (Na, Ca, Pb)O · 3 $UO_3$ 3 $H_2O$. Cercetările ulterioare au demonsttat că este de fapt: $UO_3 \cdot n\,H_2O$ (Palache, Berman Frondel, 1944).

*Proprietăți cristalografice.* După proprietățile optice s-ar părea că clarkeitul prezintă simetrie rombică, sau inferioară acesteia. A fost găsit sub formă de mase compacte, microcristaline, formate prin alterarea mineralelor primare de uraniu.

*Proprietăți fizice.* Are spărtură concoidală sau aşchioasă. Duritatea 4—4,5. Greutatea specifică 6,39. Culoarea brun-închisă. Luciul răşinos. Nu este fluorescent.

*Proprietăți optice.* Clarkeitul este un mineral biax negativ cu $2V = 30—50°$ și $r < v$. Are următorii indici de refracție: $n_p = 1{,}997$; $n_m = 2{,}098$; $n_g = 2{,}108$.

Culoarea în secțiuni subțiri este brun-roşcată pînă la brun-portocalie și chiar portocalie. Este slab pleocroic. Indicele de refracție al mineralului variază în măsura înlocuirii ionilor de Na, Ca și Pb. O creştere mai mare a Na din constituția mineralului micşorează simultan și valorile acestor indici. Gruner (1954) a calculat un indice mediu pentru $Na_2U_2O_7$ sintetic de 1,84, iar pentru $CaU_2O_7$ de peste 2.

Clarkeitul nu poate fi deosebit cu ochiul liber de pechblendă alterată, de culoare brun-închisă, sau de fourmarierit și vandendriesscheit de culori brun intense. Pentru diagnosticarea sa se utilizează frecvent analizele în raze X, în care se constată niște indici de refracție relativ ridicați, dar care se încadrează totuși în limitele altor oxizi secundari de uraniu:

*Condiții de zăcămînt.* Clarkeitul se formează prin alterarea mineralelor primare de uraniu. A fost întîlnit ca alcătuind nucleul unor pseudomorfoze zonate după uraninit sau pechblendă. Alteori învelește mine-

ralele nealterate de uraniu şi este înconjurat, la rîndul său, de o zonă roşie-portocalie de gummit (fourmarierit, vandendriesscheit) şi o zonă externă de silicaţi de uraniu.

Există şi opinii că mineralul ar avea o geneză hidrotermală.

**Richetit** — $2PbO \cdot 5UO_3 \cdot 3H_2O$. Mineralul a fost descris de J. F. Vaes (1947) ca fiind un uranat de Pb. Analizele microchimice au stabilit lipsa Ba, Ca, Mg şi Si. Richetitul este solubil în HCl, iar culoarea sa neagră ar putea să fie un indiciu că uraniul din constituţia mineralului este sub formă tetravalentă, deşi analizele calitative au evidenţiat pe lîngă Pb şi prezenţa $UO_3$.

*Proprietăţi cristalografice.* Cristalizează în sistemul monoclinic şi se prezintă sub formă de lamele mici pseudo-hexagonale de culoare neagră.

*Proprietăţi fizice.* Richetitul are un clivaj bun după (010) şi altul slab după (100). Are culoare neagră, şi luciul adamantin.

*Proprietăţi optice.* Este biax negativ cu 2V larg, iar unghiul de extincţie pe (010) = 6°.

Pleocroismul este slab şi variabil : $n_p$ = brun deschis ; $n_m = n_g$ = = brun.

Este asemănător în ceea ce priveşte habitusul cu masuyitul, însă diferă de acesta prin culoare, orientare optică etc. Unghiurile interfaciale şi orientarea optică sînt de asemenea similare cu ale billietitului şi becquerelitului.

*Condiţii de zăcămînt.* Richetitul este un mineral secundar care este cunoscut doar din două eşantioane, asociat cu uranotil, în zăcămîntul Shinkolobwe din Zair.

**Curit** — $3\,PbO \cdot 8UO_3 \cdot 4H_2O$. Mineralul este denumit astfel după numele marelui fizician francez Pierre Curie. Este un oxid hidratat de U şi Pb, în care $UO_3$ participă în proporţii de circa 73—74%. Formula chimică nu este definitiv stabilită. A fost iniţial determinată de Schope (1930), apoi de Palache, Berman, Frondel (1944) şi Buttgenbach (1947) pe minereuri din Katanga.

La temperatura de 450°C, apa este complet eliminată (Schope, 1921). Bignand (1955) a constatat că $H_2O$ s-a pierdut complet sub 300°C.

*Proprietăţi cristalografice.* Curitul cristalizează în sistemul rombic şi se prezintă sub formă de cristale prismatice foarte alungite (001) şi striate după (001). Apare de obicei, masiv, în agregate aciculare, fine sau mase zaharoide. Se prezintă, de asemenea, sub formă de mase pămîntoase friabile sau compacte. Mineralele din Madagascar apar sub forma unor cristale aciculare fine.

Rețeaua structurală a mineralului are următorii parametri: $a = 12{,}52$; $b = 12{,}98$; $c = 8{,}35$; $a : b : c = 0{,}955 : 1 : 0{,}654$.

*Proprietăți fizice.* Are un clivaj bun după (100). Duritatea: 4—5. Greutatea specifică măsurată 7,192—7,26; calculată = 7,12. Este roșu-portocaliu, cu luciu adamantin. Nu este fluorescent.

*Proprietăți optice.* Curitul se deosebește de alți oxizi ai uraniului prin indici de refracție mari, habitusul acicular al cristalelor și culoarea roșie-portocalie intensă, deși, la agregatele cu structură masivă, culorile sale se pot confunda foarte mult cu culorile vandendriesscheitului și fourmarieritului.

Planul axei optice este (100); $x = b$; (—) $2V$ mare; $r > v$; $n_p = 2{,}06$; $n_m = 2{,}11$; $n_g = 2{,}15$; $n_g - n_p = 0{,}09$.

Pentru diagnosticarea sa se utilizează, alături de alte analize, și difracția razelor X.

*Condiții de zăcământ.* Curitul este un mineral secundar de uraniu provenit din alterarea uraninitului. Plumbul din constituția sa pare să fie radiogen, derivat din uraninit. Se întîlnește relativ abundent la Shinkolobwe asociat cu fourmarierit, vandendriesscheit, schoepit, soddyit, kasolit, dewindtit și torbernit. Uneori, curitul se găsește și sub formă de pseudomorfoze după uraninit.

Se mai întîlnește în Madagascar, la Malakialina și Ambodibonara. La Malakialina uraninitul este inclus într-o masă pămîntoasă friabilă, de culoare galbenă-pal, constituită din gummit și uranotil, în care curitul acicular tapisează fisurile feldspaților alterați din acest zăcământ. La Ambodibonara se întîlnesc mase roșii-portocalii, care umplu spațiile cubice ale cristalelor de uraninit levigat din pegmatite. Acest tip de mineralizare se aseamănă foarte mult cu cel întîlnit în Franța.

**Uranospherit** — ($Bi_2O_3 \cdot 2\,UO_3 \cdot 3\,H_2O$ ?) sau $[UO_2 \mid (OH)_2 \mid BiOOH]$. Mineralul a fost denumit astfel după conținutul de uraniu și forma sa de agregare. A fost descoperit și descris de Weisbach (1873).

Uranospheritul este unul din cei mai rari compuși ai uraniului. Este un oxid hidratat de U și Bi, pe care s-au executat cîteva analize microchimice și spectrografice, din care au fost determinați următorii constituenți: $UO_3$, $Bi_2O_3$ și $H_2O$.

*Proprietăți cristalografice.* Uranospheritul cristalizează în sistemul rombic (?). Apare în natură sub formă de agregate semi-globulare cu suprafața mată, ușor lucioasă, uneori grăunțoasă, formate din cristale mici, ascuțite și alungite paralel cu axa $c$. Are structură concentrică și radială.

Mineralul din regiunea Morbihan (Franța), constituit din mici sferolite, este rezultatul agregării micilor cristale alungite după (010), aplatizate după (101).

*Proprietăți fizice.* Duritatea cca 4; greutatea specifică 6,80. Culoarea roșie-portocalie. Luciul rășinos. Nu este fluorescent în lumină ultravioletă.

*Proprietăți optice.* Uranospheritul este un mineral biax pozitiv cu $2V$ foarte mare. Prezintă un slab pleocroism. După clivaj extincția este dreaptă, iar alungirea pozitivă.

La mineralele de la Morbihan (Franța), orientarea optică este $X = a$; $Y = b$; $Z = c$, iar indicii de refracție au următoarele valori: $n_p = 1{,}955$; $n_m = 1{,}585$; $n_g = 2{,}05$; $n_g - n_p = 0{,}095$.

Pe un cristal de la Schneeberg s-au obținut următoarele valori: $n_m = 2{,}03$; $n_g = 2{,}07$.

La microscop, cristalele prismatice cu clivaj (100) arată o singură față terminală, înclinată, cu unghiuri de 40—140°, sau două asemenea fețe, înclinate invers, cu un unghi ascuțit de 80°.

Uranospheritul și walpurgitul sînt singurele minerale de uraniu cu conținut important de Bi. Primul se deosebește de cel de al doilea prin lipsa arsenului și ca proprietăți optice.

*Condiții de zăcămînt.* Uranospheritul este un mineral secundar asociat cu unele arseniuri din zona de oxidare a unui filon cu pechblendă, bismutină și arseniuri de Co-Ni. A fost cunoscut inițial în Saxonia, la mina Weisser Hirsch-Neustädtl. Aici mineralul se prezintă sub formă de sferolite cu structură concentrică, uneori radiară, asociat cu arseniuri de uraniu (tröggerit, uranospinit, walpurgit, zeunerit), gummit, uranotil și pechblendă alterată.

Sub formă de sferulite, mineralul a fost identificat și în Franța, la Morbihan. Aici uranospheritul este de culoare brun-gălbuie pînă la roșu-portocalie. Sferulitele sînt implantate fie direct pe cuarțul alb filonian din apropierea gummitului și wölsendorfitului, fie în masa de gummite galbene, bogate în uranotil.

Prezența uranospheritului este condiționată de existența bismutinei din pechblendă. Galena înlocuiește acest mineral în cea mai mare parte a cazurilor.

*

Unele minerale radioactive din grupa oxizilor și hidroxizilor, din lipsa unor elemente determinante nu au putut să fie incluse în această clasificare structurală. Printre acestea se menționează o serie de oxizi complecși ca delorenzitul, fergusonitul, ampangabeitul, fersmitul, hielmitul și ishikawaitul:

**Delorenzit** — $(Y, U, Fe^2)(Ti, Sn)_3O_8$(?). Este un oxid de Y, U, Fe și Ti. Inițial a fost considerat ca metatitanat: $UO_3 \cdot Y_2O_3 \cdot 2FeO_{24} \cdot TiO_2$. Palache, Berman și Frondel (1944) au presupus că este un oxid

complex cu formula tip $AB_3O_8$, în care $A$ = U, Fe, Y, iar $B$ = Ti şi Sn (?). Analiza chimică a materialului a indicat următoarele conţinuturi de oxizi: FeO = 4,25; $UO_2$ = 9,87; $Y_2O_3$ = 14,63; $SnO_3$ = 4,33; $TiO_2$ = 66,03. Au fost semnalate şi urme îndoielnice de Nb.

*Proprietăţi cristalografice.* Delorenzitul cristalizează în sistemul rombic, cu $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}3375 : 1 : 0{,}3412$; $p_0 : g_0 : r_0 = 1{,}0109 : 0{,}3412 : 1$; $b : r_1 : p_0 = 0{,}3375 : 0{,}8992 : 1$; $r_2 : p_2 : g_2 = 2{,}9308 : 2{,}9628 : 1$.

În natură mineralul se prezintă numai sub formă de cristale paralele cu axa $c$. Se găsesc cristale tabulare, chiar cu forme lamelare, aplatizate după (010). Feţele (110) şi (100) sînt striate vertical, iar cristalele sînt, de regulă, dispuse în grupe subparalele, asemănîndu-se cu policrasul în ceea ce priveşte habitusul şi unghiurile.

*Proprietăţi fizice.* Spărtură concoidală. Culoare neagră. În fragmente mari este opac. Luciul este uşor răşinos. Duritatea 5,5—6. Greutatea specifică 4,7—5,87.

*Proprietăţi optice.* Granulele sfărîmate au culoare brună. Este izotrop.

Diagrama de difracţie a razelor X, efectuată pe material cristalizat, încălzit la 1 000°C timp de 3 ore, este foarte asemănătoare cu a euxenitului:

| $d$(Å) | $I$ | $d$(Å) | $I$ | $d$ (Å) | $I$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 3,12 | 10 | 2,67 | 3 | 2,28 | 1 |
| 2,87 | 7 | 2,52 | 3 | 2,15 | 1 |

*Condiţii de zăcămînt.* Delorenzitul seamănă cu alţi cîţiva oxizi care conţin Nb, Ta sau Ti, printre care policras-euxenit, aeschynit-priorit, yttrotantalit şi polymignit. El se deosebeşte de aceştia prin faptul că nu are Nb şi Ta. Dolorenzitul este un mineral primar găsit sub formă de cristale în pegmatitele de la Craveggia, Val Vigesso, Piemont (Italia), unde este asociat cu columbit, ilmenit, rutil, tantalit (strueverit), spessartit şi beril.

**Fergusonit** — ($ABO_4$) sau $YNbO_4$, în care: $A$ = Y, Er, mici cantităţi de $U^{4+}$, Th, Zr, $Fe^{2+}$, Ca. $B$ = Nb (fergusonit), Ta (formanit), puţin Ti şi foarte mici cantităţi de Sn şi W.

Th apare sub formă de $ThO_2$ în conţinuturi foarte mici (5%). U apare tot sub formă de $UO_2$, nedepăşind 8,16%. Concomitent cu $UO_2$ se găseşte şi $U^{6+}$. Cele două elemente radioactive (U-Th) pot fi dispuse zonal. În acest sens, Frondel et al. (1942) au constatat că în cristalele de fergusonit din Norvegia există nuclee puternic radioactive.

Conținutul de $H_2O$ din mineral are întotdeauna un rol determinant în procesele de metasomatism.

Fergusonitul cu conținut de Ti se numește *rizorit*. Alte două varietăți sînt *adelfolitul* și *sipilitul*, sinonime fergusonitului.

*Proprietăți cristalografice.* Mineralul cristalizează în sistemul pătratic, iar produsul sintetic ($YTaO_4$) cristalizează în sistemul monoclinic și este izostructural cu fergusonitul în stare topită (Ferguson, 1955).

Fergusonitul metamictic recristalizează în jurul temperaturii de 450°, transformîndu-se într-un cristal idiomorf cu rețea rombică, similar cu cel sintetic, caracterizat printr-o rețea pătratică (Berman, 1952). Structura cristalului idiomorf de temperatură scăzută este asemănătoare cu structura mineralului nemetamictizat.

Celula elementară a fergusonitului are următoarele dimensiuni: $a_0 = 5{,}16$; $c_0 = 10{,}89$; $c_0 : a_0 = 2{,}110$; $Z = 4$.

Mineralul a fost întîlnit ca pseudomorfoze după allanit, precum și pseudomorfoze de zircon (malacon) și uraninit pe fergusonit. De obicei este cunoscut ca un mineral metamictic, cu toate că uneori se cunosc și forme cristaline.

*Proprietăți fizice.* Culoarea obișnuită a fergusonitului este brună. Duritatea 5,8. Greutatea specifică 3,95.

*Proprietăți optice.* Fergusonitul este uniax negativ cu birefringență ridicată. Este izotrop, prin alterare, cu $N = 2{,}06-2{,}19$. În secțiuni subțiri are culoare brună.

Liniile roentgenografice cele mai reprezentative sînt următoarele: 2,12; 2,96; 2,74.

*Condiții de zăcămînt.* Mineralizațiile cele mai reprezentative se găsesc în pegmatite granitoide, în care fergusonitul se asociază cu allanit, zircon, samarskit, monazit, euxenit, gadolinit și alte minerale din grupa pămînturilor rare. Mai rar poate fi găsit în depozitele de tip aluvionar, în care apare ca element remaniat din pegmatite.

Fergusonit în pegmatite se cunoaște în Norvegia, asociat cu thalenit, gadolinit, granați, beril, allanit, euxenit, monazit și xenotim. În unele pegmatite, fergusonitul este asociat cu columbit, zircon și biotit.

Fergusonitul a mai fost întîlnit în Groenlanda, Suedia și U.R.S.S. (în asociație cu samarskit, zircon, ilmenit, ilmenorutil, și turmalină). Împreună cu betafit și euxenit este larg răspîndit și relativ abundent în pegmatitele din Madagascar, mai ales în pegmatite potasice.

În Japonia, fergusonitul este semnalat împreună cu allanit, yttrialit, thorogummit și zircon, iar în S.U.A. este frecvent asociat cu

allanit și apoi cu gadolinit, cirtolit, uraninit și alte minerale radioactive.

În Canada și în Brazilia, pegmatitele feldspatice conțin de asemenea fergusonit în asociație cu alte minerale înrudite.

Concentrații de tip aluvionar s-au găsit în Sri Lanca, Japonia, Australia de Vest, S.U.A. și Coreea.

**Ampangabeit.** Van Wambeke (1960) consideră acest mineral ca fiind o varietate a samarskitului, sau chiar sinonim cu acesta.

Este un oxid complex de Nb, Ta, Y, Ce, Ca, U, Th, $Fe^{+3}$ și Ti, în care se găsesc, de multe ori, și conținuturi variabile de $H_2O$.

Uraniul este prezent sub formă de $UO_2$ (7—14%), mai rar ca $UO_3$ (19%), sau $U_3O_8$ (12,5%). Conținutul de $ThO_2$ variază de la 1—2%.

Unii cercetători presupun că ampangabeitul ar fi un produs de transformare neomogenă a euxenitului.

Cristalizează, probabil, în sistemul rombic. A fost găsit sub forma unor granule prismatice, scurte, de obicei angulare, rotunjite, care formează agregatele radiare.

Are culoare brun-deschisă, pînă la brun-închisă. Luciul gras, pînă la cel de smoală. Spărtură concoidală. Duritatea 4. Greutatea specifică 3,36—4,64, variabilă în funcție de gradul de umiditate; mineralele de culoare închisă au, de obicei, greutatea specifică mai mare. Este transparent, de culoare roșu-brun deschisă și are structură zonată, cu culori diferite pe diversele zone. Izotrop. Metamictic, m = 2,12—2,13.

Ampangabeit a fost găsit în pegmatite din Madagascar în localitățile Ampangabe, ca și în alte locuri, unde este asociat cu columbit, monazit, beril și euxenit. A fost semnalat și în Minas Gerais, localitatea Divino-di-Uba, din Brazilia.

**Fersmit** — $(Ca, Ce, Na)(Nb, Ti, Fe, Al)_2(O, OH, F)_6$. A fost determinat de Bolmstedt — Kupletskaya și Burova (1946).

Cristalizează în sistemul rombic sub formă de cristale imperfecte, asemănătoare cu cele de columbit și euxenit. Are următorii parametri: $a_0 = 15{,}09$; $b_0 = 5{,}76$; $c_0 = 5{,}23$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2{,}620 : 1 : 0{,}908$.

Are culoare neagră. Duritatea 4,5. Greutatea specifică 4,69.

Este biax, cu 2 *V* mare, *N* = cca 2. Birefringența moderată. A fost semnalat în pegmatitele sienitice în Ural — U.R.S.S.

**Hielmit.** Marias (1961) îl consideră un amestec de tapiolit și piroclor. Mineralul face parte din grupa oxizilor cu conținut de Ta și subordonat Nb. Mai conține, de asemenea Y, $Fe^2$, $U^4$, Ca, Mn și Sn. Marea majoritate a analizelor efectuate demonstrează o mare asemănare între fersmit și hielmit. Chiar și diagramele în raze X ale celor două minerale indică această identitate.

Hielmitul conține cca 5% $UO_2$. Cristalizează, probabil în sistemul rombic. Se prezintă sub formă de cristale de dimensiuni mari anhedrale, rotunjite, sau în agregate prismatice. Principalele fețe sînt (110), (101), (230) și (201).

Prezintă urmă neagră, sau cenușiu-închisă. Spărtură neregulată. Luciu metalic. Duritatea 5. Greutatea specifică 5,2—5,8. În fragmente foarte fine este transparent și are culoare galbenă-brună, pînă la neagră. Este anizotrop, însă apare și izotrop pe marginile mineralului, sau de-a lungul fisurilor. Este optic pozitiv, aproape uniax: $n_p = 2{,}30$; $n_g = 2{,}40$ (Li).

Hielmitul a fost semnalat în pegmatite din Cararfveta și Stripazen, Westmanland (Suedia).

**Ishikawait** — $(U^4, Fe^2, Y$ etc.) (Nb, Ta) $O_4$. În afară de elementele constituente ale formulei chimice, mineralul mai are și mici conținuturi de Ca, Mg, Mn, Sn, Ti, Al, Si și $H_2O$. Compoziția chimică a ishikawaitului este sinonimă cu a samarskitului, însă are un conținut mai mare de U. După Kimura (1922) este un samarskit cu 22% $UO_2$.

Se presupune că mineralul cristalizează în sistemul rombic. Cristalele sale apar sub formă tabulară. Are culoare neagră și este opac. Urma este brun-închisă, luciul ceros, spărtura concoidală. Duritatea 5,6. Greutatea specifică 6,2—6,4.

A fost descris în Japonia, localitatea Ishikawa, provincia Ivaki.

## SELENIDE

**Guilleminit** — $Ba[(UO_2)_3 \mid (OH)_4 \mid (SeO_3)_2] \cdot 3H_2O$. A fost determinat de Pierrot et al (1965). Mineralul cristalizează în sistemul rombic, iar rețeaua sa structurală are următorii parametri: $a_0 = 7{,}27$; $b_0 = 16{,}84$; $c_0 = 7{,}08$ $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}434 : 1 : 0{,}420$.

**Demesmaekerit** — $Pb_2Cu_5[(UO_2)_2 \mid (OH)_6 \mid (SeO_3)_6] \cdot 2H_2O$. A fost determinat de Cesbron et al. (1965). Cristalizează în sistemul triclinic și are următorii parametri:
$a_0 = 11{,}90$; $b_0 = 10{,}02$; $c_0 = 5{,}63$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1{,}87 : 1 : 0{,}562$;
$\alpha = 90°11'$; $\beta = 100°01'$; $\gamma = 91°49'$.

## TELURIDE

**Moctezumit** — $Pb(UO_2 \mid (TeO_3)_2]$. A fost determinat de Gaines (1965). Cristalizează în sistemul monoclinic și rețeaua sa structurală are următorii parametri: $a_0 = 7{,}82$; $b_0 = 7{,}07$; $c_0 = 13{,}84$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1{,}106 : 1 : 1{,}957$; $\beta = 93°37'$.

**Cliffordit** — $U[Te_3O_8]$. A fost determinat de Gaines (1969).

Cristalizează în sistemul cubic. Din rețeaua sa structurală se cunoaște doar o singură valoare: $a_0 = 11{,}37$.

## GUMMITE

Gummit — ($UO_3 \cdot nH_2O$). A fost determinat de Dana (1868). Este un produs fin granular, constituit din minerale secundare de uraniu. Inițial termenul a fost folosit pentru a indica, într-un fel, toate mineralele de uraniu cu structura fin granulară provenite prin procese de alterare. Termenul *gummit* a avut o largă utilizare înainte de folosirea roentgenografiei, a microscopului electronic, și a altor metode adecvate pentru studiul agregatelor minerale cu structură granulară. Ceea ce odinioară s-a numit în mod generic „gummit" este analog cu ceea ce se înțelege prin „limonit" sau „wad" pentru minereurile de fier sau mangan.

În mod curent, gummitul se întîlnește în natură ca produs de alterare a mineralelor de uraniu, apărînd sub forma unui amestec fin granular de diferite minerale secundare de uraniu. Transformările suferite de uraninit au loc în medii teletermale, urmînd mai totdeauna următoarea succesiune:

a) oxidarea uraniului tetravalent și trecerea sa în forma hexavalentă, cu păstrarea structurii inițiale a mineralului;

b) hidratarea pînă la apariția hidroxizilor de tip $Pb(UO_2)_2$, ale căror culori portocalii-roșii, sau galbene, sînt evidente.

De fapt, acest produs reprezintă gummitul obișnuit, iar hidroxizii de Pb și U rezultați prin hidratare sînt fourmarieritul, wandendriesscheitul, becquerelitul, schoepitul, clarkeitul și curitul.

c) un aport de Si, uneori de Ca, cu formarea de silicați de tipul uranophan, — uranophan, kasolit, soddyit, sklodowskit etc.

Cele trei faze (a—b—c) alcătuiesc practic trei etape de transformare a unui cristal de uraninit sub acțiunea agenților externi. Acestea pot fi observate direct dacă se secționează transversal un cristal de uraninit. Astfel, în centrul său se constată sîmburele de uraninit de culoare neagră, sau neagră-verzuie, neagră-brună și brună cînd cristalul este puternic oxidat.

Aceasta corespunde primei faze de transformare, cînd uraniul tetravalent trece total sau parțial în formă hexavalentă.

A doua fază se caracterizează prin formarea unui material de culoare roșie-portocalie, portocalie, sau galbenă, care constituie gummitul propriu-zis și care învelește sîmburele central. Are aspect sticlos și uneori nu prezintă nici un fel de luciu, avînd caracter pămîntos. În această fază se remarcă, după cum s-a arătat, prezența unor minerale cu exces de Pb, cum sînt fourmarieritul și wandendriesscheitul, ca mi-

nerale principale. În afară de acestea mai apar uneori clarkeit, becquerelit, schoepit, curit, rutherfordinul și alte cîteva minerale nesemnificative. Zona cu clarkeit se pare că marchează limita dintre sîmburele central cu uraninit și învelișul de oxizi hidratați.

Învelișul exterior al cristalului de uraninit secționat reprezintă a treia etapă de alterare cu formarea de silicați de uraniu. Aceasta reprezintă o zonă dură, densă și microcristalină, de culoare galben-verzuie. Are luciu sticlos, dar poate fi și moale, cu aspect pămîntos. Zona aceasta trece treptat într-o zonă de oxizi hidratați, din care a provenit, sau într-o zonă monomineralâ, similară cu cea din centrul mineralului de uraninit.

Succesiunea acestor faze de alterare poate varia foarte mult. Se cunosc cazuri cînd uraninitul a fost integral oxidat, rămînînd din el doar o pseudomorfoză de gummit portocaliu, reprezentat prin foițe, sau o masă compactă de silicați de uraniu. În acest caz, rutherfordinul $(UO_2 \mid CO_3]$ în amestec cu silicați de uraniu constituie zona exterioară.

Analizele chimice ale unor probe de gummit indică mari cantități de uraniu, îndeosebi $U^{6+}$, Pb și $H_2O$. Plumbul este de origine radiogenă, iar $H_2O$ apare în cantități variabile. În cantități mai mici apar Ca, Na, Si, $Fe^{3+}$, Th, TR și în cantități mult mai mici Mn, Mg, Al, P și Ba.

Ca urmare a redepunerii Ra, partea exterioară a gummitelor este puternic radioactivă.

Toate procesele de transformare au loc exclusiv în zona de alterare superficială. Clarkeitul în componența căruia intră Na și Ca ca elemente principale, se poate forma prin modificarea uraniului sub influența soluțiilor hidrotermale. Silicații din zona exterioară se formează, de asemenea, prin reacția oxizilor hidratați ai gummitului cu ape meteorice încărcate cu Si și Ca.

Thoriul și pămînturile rare din constituția inițială a uraninitului sînt îndepărtate aproape integral în perioada de formare a silicaților de uraniu.

*Proprietăți fizice.* Gummitul are spărtură neregulată pînă la concoidală. Duritatea 2,5—5. Greutatea specifică 3,9—6,4. Atît duritatea cît și greutatea specifică variază mult, în funcție de gradul de hidratare și de dimensiunea granulelor diverselor minerale din agregat. Este brun portocaliu sau brun galben.

*Proprietăți optice.* Aceste proprietăți variază în felul următor: (—) $2V = 30—60°$; $n_p = 1{,}742—1{,}997$; $n_m = 1{,}762—2{,}098$; $n_g = 1{,}776—2{,}108$; $n_g—n_p = 0{,}034—0{,}111$.
Este slab pleocroic.

*Condiții de zăcămînt.* Gummitul formează acumulări mici sau mai mari, în formațiuni pegmatitice și hidrotermale:

Gummit pegmatitic se cunoaște în S.U.A. Carolina de Nord, New-Hampshire, Maine, Connecticut. În asociație cu fosfuranylit s-a întîlnit în China, iar în asociație cu uranothorit, autunit și uranophan în Argentina, Brazilia și Canada.

Gummitul hidrotermal este tipic pentru zăcămintele din Cehoslovacia, Saxonia, Bavaria, Franța, U.R.S.S., Congo, Canada, Columbia Britanică și SUA.

## I.2. CARBONAȚI

**Mckelveyit** — $(Na, Ba, Ca, Y, TR, U)_9 (CO_3)_9 \cdot 5\, H_2O$. A fost determinat de Milton et al. (1965). Cristalizează în sistemul trigonal, iar celula sa elementară are următorii parametri: $a_0 = 9{,}17$; $c_0 = 19{,}15$; $c_0 : a_0 = 2{,}088$.

**Rutherfordit** — $[UO_2 \mid CO_3]$. Mineralul a fost descoperit în Morogoro (Tanganica), de Marckwald (1906).

Din punct de vedere chimic, rutherforditul este un carbonat anhidru de uranil, care uneori conține și apă zeolitică. Analizele au condus la următoarea formulă chimică a mineralului: $UO_3 = 78{,}6-83{,}8\%$; $CaO = 0{,}2-1{,}1\%$; $PbO = 1{,}0-4{,}2\%$; $Fe_2O_3 = 0{,}8-1{,}1\%$; $SiO_2 = 0{,}8-1{,}8\%$; $H_2O^+ = 0{,}7-1{,}9\%$; $H_2O^- = 0{,}6\%$; $CO_2 = 10{,}5-12{,}1\%$

În unele analize a fost determinată prezența kasolitului și a uranophanului. Unele din aceste analize indică o cantitate mică de $H_2O$ pe materialul încălzit la cca 110°C, care poate să fie apa interstițială. Rutherforditul se descompune dînd $UO_3$, de culoare galbenă cînd este ușor încălzit, și $U_3O_8$ cînd temperatura este mult mai mare. Este puternic efervescent în acizi diluați, deși reacția se declanșează destul de încet.

Prezența Pb și a Si sub formă de impurități provine de la celelalte minerale (kasolit, uranophan) cu care rutherforditul este în parageneză. $UO_3$ apare în proporție de 78—87%.

*Proprietăți cristalografice.* Rutherforditul cristalizează în sistemul rombic și rețeaua sa structurală are următorii parametri: $a_0 = 4{,}845$; $b_0 = 9{,}20$; $ci = 4{,}29$.

Cristalele au forme lamelare cu alungire după (001) și aplatisate după (100). Apare în agregate fibroase, sau în rozete și frecvent în mase pămîntoase sau agregate formate din fibre cu dimensiuni microscopice.

*Proprietăți fizice.* În mase pămîntoase, culoarea este galbenă și galben-verzuie pînă la galben-închisă pentru agregate. Cristalele sînt galben-deschis, uneori cu centrul negricios.

Luciul agregatelor variază de la mat pînă la pămîntos, tinzînd spre mătăsos la cristalele fibroase. Are clivaj perfect după (010) și imperfect după (001). Greutatea specifică : 5,7. Nu este fluorescent.

*Proprietăți optice.* Rutherforditul este un mineral biax-pozitiv, slab pleocroic.

Indicii de refracție sînt următoarii : $n_p = 1{,}725$ ; $n_m = 1{,}730$ ; $n_g = 1{,}795$.

Pe mineralele din Tanganica și Zair, Frondel și Meyrowitz (1956) au determinat următorii indici : $n_p = 1{,}720-1{,}723$ (aproape incolor) $n_m = 1{,}728-1{,}730$ (galben slab) ; $n_g = 1{,}755-1{,}760$ (galben verzui). Prezintă extincție paralelă cu *y* de-a lungul alungirii.

Rutherforditul face efervescență cu acizii, dizolvîndu-se în întregime. Reziduurile gelatinoase sau grăunțoase provin din amestecuri de uranotil sau kasolit cu rutherfordit. În diagrama Debye-Scherrer, C. Frondel și Meyrowitz (1956) menționează următoarele linii röentgenografice :

| *d* (Å) | *I* | *d* (Å) | *I* | *d* (Å) | *I* | *d* (Å) | *I* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 4,60 | 10 | 2,41 | 2 | 1,874 | 2 | 1,435 | 2 |
| 4,29 | 8 | 2,32 | 3 | 1,734 | 3 | 1,388 | 3 |
| 3,90 | 6 | 2,15 | 4 | 1,658 | 1 | 1,373 | 1 |
| 3,21 | 9 | 2,05 | 5 | 1,603 | 1 | 1,346 | 1 |
| 2,64 | 4 | 1,95 | 1 | 1,588 | 1 | 1,318 | 1 |
| 2,51 | 1 | 1,91 | 2 | 1,510 | 2 | 1,275 | 1 |

*Condiții de zăcămînt.* Rutherfordinul este un mineral secundar de uraniu. A fost descoperit în pegmatitele din Morogoro Tanzania sub formă de pseudomorfoze ale pechblendei cu kasolit și uranotil.

În Zair, rutherforditul este asociat cu becquerelit, uranotil și masuyit.

În pegmatite din Munții Beryl (S.U.A. — New Hampshire), mineralul apare ca pseudomorfoze de pechblendă cu uranotil sau schoepit. La Newry (Meine) apare ca produs de alterare a mineralelor primare de uraniu, ca și în statele americane Utah și Wyoming.

A fost semnalat și în Australia de Sud, la Peak Smelters.

**Sharpit** — $[UO_2 \mid CO_3]\, H_2O$. Poartă numele lui R. R. Sharp, descoperitorul zăcămîntului de uraniu din Shinkolobwe. A fost descris de J. Mélon (1938) pe eșantioane din Zair.

Sub forma unor rarități mineralogice a fost identificat și în Franța, în zăcămintele Kruth și Brugeaud.

Sharpitul este carbonat bazic hidratat de U, a cărui formulă nu este tocmai certă: $CaO = 2,70\%$; $UO_3 = 81,07-84,38\%$; $CO_2 = 8,35-10,57\%$; $H_2O = 7,09-6,93\%$.

Analizele microchimice au pus în evidență $UO_3$, $CO_2$, $H_2O$ și urme de Ba, provenit din billietitul care însoțește aproape întotdeauna sharpitul. După autorii francezi, uraniul există sub forma de radical uranil, oxidarea lui în aer conducînd la starea de $UO_3$, cu schimbarea culorii.

Numai reacțiile microchimice permit identificarea carbonatului hidratat de uraniu, iar absența fluorescenței îl deosebește de restul carbonaților.

*Proprietăți cristalografice.* Sharpitul cristalizează în sistemul rombic. În zăcămîntul Kruth (Franța), mineralul se prezintă sub formă de cruste subțiri mamelonare cu structură fibroasă, iar la Brugeaud apare ca noduli mici, de asemenea cu structură fibroasă, incluși în gummit.

*Proprietăți fizice.* Culoarea sa este galbenă-verzuie cînd mineralul este proaspăt și devine galben-închisă cînd este expus în aer liber. Luciul este ușor rășinos, sau satinat în stare proaspătă. Duritatea 2,5. Greutatea specifică 3,33. Nu este fluorescent, ceea ce îl deosebește de liebigit și schroeckingerit.

*Proprietăți optice.* Pleocroismul său este puțin marcat. Birefringența este foarte ridicată, iar indicii de refracție deosebesc sharpitul de ceilalți carbonați uraniferi: $n_p = 1,638$; $n_g = 1,722$; $n_g - n_p = 0,084-0,09$.

*Condiții de zăcămînt.* Sharpitul este un mineral secundar. Rar se întîlnește în asociație cu uranophan, sub formă de cruste pe curit și becquerelit. Uneori se prezintă sub formă de cruste galbene-verzui, sau galben-închise dispuse peste pechblendă. În interiorul pechblendei, sharpitul formează filonașe foarte subțiri, a căror grosime nu depășește 0,1 mm.

La Brugeaud, sharpitul este prezent sub aceeași formă în gummite cu calcit. Aici carbonatul de uranil este constituit din mici noduli galben-verzui cu aspect satinat sau este pămîntos și cu structură foarte fibroasă. Acești noduli sînt înglobați într-un gummit galben-închis, pămîntos, foarte friabil.

4. **Studtit.** Mineralul a fost denumit astfel de J. P. Vaes (1947). Dintr-o analiză microchimică s-a demonstrat că studtitul este un carbonat de uraniu hidratat cu mici conținuturi de Pb.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul rombic și se prezintă sub formă de cristale mici aciculare, care ating uneori 4 mm lungime și 0,01 mm grosime. Cristalele au aspect fibros și sînt flexibile. Fibrele sînt paralele au axa *c*.

*Proprietăți fizice.* Are culoare galbenă, iar luciul este gras.

*Proprietăți optice.* Studtitul este un mineral biax negativ cu 2V mare. Are următorii indici de refracție: $n_p = 1{,}545$; $n_m = 1{,}555$; $n_g = 1{,}68$; $n_g - n_p = 0{,}135$.

Proprietățile optice ale acestui mineral diferă de ale celorlalte minerale de uraniu cu aspect fibros. Diagrama Debye Sherrer a studtitului din Shinkolobwe, efectuată la Universitatea din Paris, a indicat următoarele rezultate:

| | | |
|---|---|---|
| 7,54 F | 3,40 m | 2,27 ff |
| 5,91 FFF | 3,22 fm | 2,127 fff |
| 4,25 fff | 2,98 ff | 2,042 ff |
| 3,75 f | 2,53 ff | 1,966 f |
| 3,58 f | | |

*Condiții de zăcământ.* Studtitul se găsește ca mineral secundar, asociat cu uranophan și rutherfordit în Zair, (reg. Shaba) unde apare sub formă de cristale aciculare pe uranotil și rutherfordit.

Existența studtitului este menționată și în regiunea Goldfields Saskatchewan (Robinson, 1952).

**Liebigit** — $Ca_2[UO_2 | (CO_3)_3] \cdot 10\, H_2O$. Acest mineral a fost semnalat și descris sub acest nume de Smith (1848, 1851).

Asemănarea liebigitului cu carbonatul de Ca și U determinat de Vogl (1953) a fost stabilită de Evans și Frondel.

Este un carbonat de Ca și U hidratat, în care $UO_3$ apare în proporție de circa 40%. Analiza inițială a liebigitului a stabilit compoziția calitativă a mineralului, conducînd la o formulă eronată. În analizele ulterioare efectuate pe material de la Jachimow — Cehoslovacia s-a stabilit că uraniul este tetravalent, însă formula chimică atribuită a fost și de data aceasta eronată, cu toate că a fost acceptată de Dana (1892) și apoi de Evans și Frondel (1950).

Existența uraniului hexavalent în liebigit a fost stabilită de Meyrowitz pe material sintetic. Actuala formulă chimică a mineralului se bazează pe această analiză, confirmată și de Bachellet et. al. (1952).

Concordanța dintre diferitele analize demonstrează că nu există prea mari variații în compoziția sa. Conținutul de Fe din analizele chimice a fost infirmat de rezultatul analizelor spectrografice.

În acizi, liebigitul este ușor solubil. Prin încălzire ușoară, mineralul se îngălbenește, iar la ardere devine negru. Prin răcire se face roșu-portocaliu. În soluție cu $H_2SO_4$ și HCl, culoarea este verde, iar în $HNO_3$ devine galbenă.

*Proprietăți cristalografice.* Liebigitul cristalizează în sistemul rombic. Pe cristale de la Jachimov, Evans și Frondel au stabilit următorii parametrii: $a_0 = 16{,}71$; $b_0 = 17{,}55$; $c_0 = 13{,}79$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}952 : 1 : 0{,}786$.

Se prezintă sub formă de cristale izometrice sau prismatice scurte (001). De regulă, însă liebigitul se prezintă sub formă de cristale subțiri, sau agregate grăunțoase, solzoase și botrioidale.

*Proprietăți fizice.* În general, la cristalele cu dimensiuni mari se observă clivaj perfect după (100). Duritatea 2—3. Greutatea specifică măsurată 2,41; calculată 2,43. Culoarea variază de la verde, pînă la verde-gălbuie. Luciul e sticlos, slab închis pe suprafețele de clivaj. Este transparent pînă la translucid. Fluorescența verde, sau verde-albăstruie în lumină ultravioletă.

*Proprietăți optice.* Liebigitul este un mineral biax pozitiv cu $2V = 40°$. Dispersia $r > v$ moderată, $n_p = 1{,}497$; $n_m = 1{,}502$; $n_g = 1{,}539$. $n_g - n_p = 0{,}042$. Pleocroismul său slab variază de la incolor după $n_p$, la verde galben pal după $n_m$ și $n_g$.

Diagrama de difracție a razelor X, în pulbere, este caracteristică pentru liebigit, cu deosebirea că valorile date de Evans și Frondel (1950) sînt puțin diferite.

*Condiții de zăcămînt.* Liebigitul de origine secundară se găsește, în general, în asociație cu pechblendă, schroeckingerit, uranotil. Inițial a fost găsit ca pseudomorfoze după pechblendă, în apropiere de Adrianopole (Turcia).

La Jachimov se întîlnește din abundență în zone de alterare superficială a filoanelor de uraniu și ca eflorescențe pe pereții lucrărilor miniere. Se mai găsește în Saxonia, la Schneeberg și Johanngeorgenstadt, în Anglia la Cornwall și Wheal Basset Redruth, în Silezia la Schmiedeberg și în Turingia la Eisleben. Iviri similare se cunosc în SUA (Wyoming, Utah și New-Mexico).

**Bayleyit** — $Mg_2[UO_2|(CO_3)_3 \cdot 18\ H_2O$. A fost descris de J.M. Axelrod, F.S. Grimaldi, C. Milton, J. Murata (1959). Este un carbonat hidratat de U și Mg. Prin analize calitative microchimice efectuate pe cîteva cristale de bayleyit s-a constatat prezența $CO_2$, $UO_3$, MgO, $SO_3$, $H_2O$ și urme de Fe și Ca. Mineralul este solubil în $H_2O$, iar la cald se dizolvă rapid pierzînd ușor apa de constituție și depunînd un reziduu portocaliu. O singură analiză chimică corespunde formulei menționate ($MgO = 9{,}8\%$; $UO_3 = 34{,}76\%$; $CO_2 = 16{,}04\%$; $HO_2 = 39{,}40\%$).

Prezența calciului în unele cristale sugerează contaminarea mineralelor de bayleyit cu gips. Admițînd aceasta înseamnă că proporția de $SO_3$ combinată va fi de 4,9%; restul de 1,7% $SO_3$ poate să fie un constituent al mineralului sau să fie venit dintr-o combinație oarecare cu epsomit. Cantitatea de $SO_3$ nu poate fi integrată în moleculă.

*Proprietăți cristalografice.* Bayleyitul cristalizează în sistemul monoclinic, avînd următorii parametri: $a_0 = 28{,}65$; $b_0 = 15{,}31$; $c_0 = 6{,}53$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1{,}741 : 1 : 0{,}427$; $\beta = 93°04'$; $Z = 4$.

În Maroc apare sub forma unor cruste cristaline amestecate cu gips și epsomit. Cristalele nu depășesc 0,4 mm lungime și 0,1 mm grosime. Numai cîteva cristale depășesc 1 mm, însă acestea sînt maclate polisintetic, cu fețe striate. Indivizii cristalini sînt în general aplatizați, avînd forma lanceolată (fig. I.21), iar alții se prezintă ca mici prisme aciculare. Cristalele prismatice sînt delicvescente și umiditatea produce o dizolvare a fețelor cristalului.

*Proprietăți fizice.* Are spărtură concoidală. Culoarea lui variază de la galben-albicios pînă la galben-deschis. Luciul este sticlos la mineralele proaspete și mat la mineralele cu început de alterare. Prezintă fluorescență clară, cu nuanțe verzui-galbene, mai slabe decît ale autunitului. Greutatea specifică 2,05.

Bayleyitul se deosebește cu ușurință de ceilalți carbonați de uraniu prin indicii de refractație și greutatea specifică mai redusă. Liebigitul, schroeckingeritul, andersonitul și shwartzitul au culoare verde, verde-gălbuie, rabbittitul este galben-slab verzui, în timp ce bayleyitul este galben.

Fig. I.21. Bayleyit. Cristale lanceolate, aplatizate. Mina Azgour — Maroc (72 X).

*Proprietăți optice.* Bayleyitul este biax negativ cu alungire negativă. Unghiul de extincție este 8° ± 1° pentru mineralul din Maroc și 14—15° pentru mineralele din S.U.A. Indici de refracție: $n_p = 1{,}453 - 1{,}455$ (rozaceu); $n_m = 1{,}490 - 1{,}492$ (galben slab); $n_g = 1{,}498 - 1{,}502$ (galben slab).

Meta-bayleyitul, care se formează prin deshidratarea cristalelor de bayleyit, are $n_p = 1{,}502$ iar $n_g = 1{,}551$ ; în raze ultraviolete, culoarea mineralului devine verde-alburie.

*Condiții de zăcămînt.* Bayleyitul a fost descoperit în mina Hillside din statul Arizona, depus peste gipsul de pe pereții unei galerii, formînd concrețiuni împreună cu schroeckingeritul. Este însoțit de andersonit și schwartzit. A mai fost întîlnit în statul Utah, într-un zăcămînt de cupru-uraniu, localizat în conglomerate triasice, unde este asociat cu schroeckingerit, gips și alte minerale secundare de Cu și U. Bayleyitul este asociat cu liebigitul, ca eflorescențe formate pe minereul din talvegul unei văi (Colorado).

Se întîlnește de asemenea în orizonturile superioare ale minei Azgour din Maroc, sub formă de eflourescențe pe dolomit cu epsomit, fiind un produs de alterare a mineralelor primare de uraniu.

**Andersonit** — $Na_2Ca[UO_2](CO_3)_3]\cdot 6\,H_2O$. A fost descris de Axelrod, Grimaldi, Milton și Murata (1951). Este un carbon hidratat de U, Ca și Na, în care $UO_3$ participă în proporție de 44%.

Mineralul este solubil în $H_2O$. Nu este intim asociat cu nici un alt mineral. Bayleyitul, liebigitul, rabbittitul și schwartzitul deși posedă același tip de formulă generală sînt totuși diferite în ceea ce privește conținutul în apă de cristalizare. Se cunosc, de asemenea, un număr de compuși sintetici de aceeași natură, ca $(NH_4)_4\,(UO_2)\,(CO_3)_3\cdot nH_2O$ și compuși analogi cu $Na_4$, $H_4$, $Ag_4$, $Ca_2$, $Tl_4$ și $Ba_2$. Relațiile izostructurale ale acestor substanțe, una față de alta și față de carbonatul natural, nu sînt cunoscute.

*Proprietăți cristalografice.* Andersonitul cristalizează în sistemul hexagonal și se prezintă sub formă de mici cristale verzi pseudocubice. Are următorii parametri : $a_0 = 18{,}04 \pm 0{,}05$ Å ; $c_0 = 23{,}90 \pm 0{,}05$ — $-a_0 : c_0 = 1 : 1{,}325$.

*Proprietăți fizice.* Greutatea specifică 2,8. Prezintă o fluorescență verde-strălucitoare. Are culoare verde-gălbuie. Prin culoarea verde-gălbuie și fluorescență verde-gălbuie strălucitoare, andersonitul pare se aseamănă cu alte minerale de uraniu, însă proprietățile optice, solubilitatea în apă etc. sînt diferite.

*Proprietăți optice.* Mineralul este uniax pozitiv cu următoarele caracteristici optice : $\omega = 1{,}520$, $\varepsilon = 1{,}540$. Pleocroismul său variază de la incolor la slab gălbui.

Intervalele de difracție în raze $X$ rămîn în continuare singurele elemente ajutătoare în diagnosticarea mineralului:

| $d$ (Å) | $I$ | $d$ (Å) | $I$ | $d$ (Å) | $I$ | $d$ (Å) | $I$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 13,0 | 10 | 3,71 | 8 | 2,04 | 4 | 1,393 | 3 |
| 9,51 | 3 | 3,49 | 2 | 2,04 | 4 | 1,344 | 3 |
| 7,97 | 10 | 3,34 | 2 | 1,977 | 4 | 1,262 | 3 |
| 6,56 | 2 | 3,15 | 5 | 1,957 | 4 | 1,232 | 3 |
| 5,68 | 10 | 3,00 | 7 | 1,933 | 4 | 1,038 | 2 |
| 5,22 | 10 | 2,79 | 6 | 1,895 | 4 | 0,980 | 2 |
| 4,35 | 6 | 2,45 | 5 | 1,852 | 6 | 0,951 | 2 |
| 4,19 | 6 | 2,39 | 5 | 1,749 | 5 | 0,891 | 2 |
| 4,04 | 4 | 2,36 | 4 | 1,684 | 3 | 0,801 | 2 |
| 3,82 | 3 | 2,21 | 7 | 1,573 | 4 | | |

* După Axelrod et al. (1951) pe cristale din mina Hillside-Yavapai (Arizona).

*Condiții de zăcămînt.* Cele mai multe concentrații cu andersonit se află în S.U.A. (Arizona, Utah și Pensylvania). Zăcămîntul Hillside Yavapai din Arizona este locul unde s-a găsit andersonit pentru prima dată, asociat cu gips, schroeckingerit, bayleyit și aschwartzit.

În statul Utah prezența acestui mineral a fost semnalată în apropiere de Moab-San Juan County și regiunea Grand, la sud-est de Thompson. În Pensylvania, la Mouch Chunk s-a găsit andersonit în asociație cu liebigit și carnotit (Montgomery, 1954).

**Swartzit** — $CaMg[(UO_2 \mid (CO_3)_3] \cdot 12\,H_2O$. A fost găsit împreună cu andersonit și bayleyti în mina Hillside din Arizona și a fost studiat de Axelrod et al. (1951).

Swartzitul este un carbonat hidratat de U, Ca și Mg, în care $UO_3$ este în cantitate de 37—39%. Este solubil în $H_2O$. Este oarecum similar ca formulă cu rabbittitul, bayleyitul și liebigitul și se deosebește de andersonit prin culoarea lui mai închisă, extincția oblică și indicii de refracție mai mici.

*Proprietăți cristalografice.* Mineralul cristalizează în sistemul monoclinic și se prezintă sub formă de cristale subțiri prismatice. Are următorii parametri:

$a_0 = 11{,}12 \pm 0{,}05$; $b_0 = 14{,}72 \pm 0{,}05$; $c_0 = 6{,}47 \pm 0{,}02 - a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}7554 : 0{,}4395$.

*Proprietăți fizice.* Densitatea 2,32. Are culoare verde, iar în lumină ultravioletă dă, de asemenea, o culoare verde. Se deshidratează cînd este expus în aer uscat, trecînd într-o nouă fază, ca un produs galben mai albicios, a cărui fluorescență este slabă și culoarea incertă în lumină ultravioletă.

*Proprietăți optice.* Swartzitul este un mineral biax negativ cu $\measuredangle 2V = 40°$. Are următoarele constante optice: $n_p$ =,1,465 — incolor; $n_m$ =,1,510 — galben; $n_g$ = 1,540 — galben.

Prin analiza în raze X se pot obține mai multe date utile pentru diagnosticarea mineralului:

| d (Å) | I | d (Å) | I | d (Å) | I | d (Å) | I |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 8,76 | 10 | 4,37 | 2 | 3,04 | 1 | 1,817 | 5 |
| 7,31 | 9 | 3,85 | 2 | 2,91 | 8 | 1,707 | 8 |
| 6,37 | 5 | 3,66 | 7 | 2,82 | 2 | 1,375 | 2 |
| 5,83 | 1 | 3,53 | 5 | 2,61 | 5 | 1,268 | 2 |
| 5,80 | 10 | 3,39 | 1 | 2,28 | 4 | 1,217 | 3 |
| 5,13 | 1 | 3,31 | 1 | 2,23 | 3 | 0,962 | 2 |
| 4,82 | 8 | 3,25 | 1 | 2,19 | 2 | | |
| 4,62 | 2 | 3,19 | 7 | 2,10 | 2 | | |
| 4,46 | 2 | 3,11 | 2 | 2,06 | 8 | | |

*Condiții de zăcământ.* Swartzitul este un mineral secundar depus ca efluorescențe pe gips în mina Hillside — Yavapai (statul Arizona). Este asociat cu schroeckingerit, andersonit și bayleyit.

Gruner et al. (1954 a) semnalează prezența schwartzitului și în regiunea Coral (Utah — S.U.A).

**Zellerit** — $Ca[UO_2|(CO_3)_2]\cdot 5\,H_2O$. A fost descris de Coleman et al. (1965). Cristalizează în sistemul rombic și are următorii parametri: $a_0 = 11,22$; $b_0 = 19,25$; $c_0 = 4,93$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,583 : 1 : 0,256$.

**Metazellerit** — $Ca[UO_2 | (CO_3)_2]\cdot 3H_2O$. A fost descris de Coleman et al. (1965). Cristalizează în sistemul rombic și are următorii parametri: $a_0 = 9,72$; $b_0 = 18,23$; $c_0 = 4,965$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,533 : 1 : 0,272$.

**Rabbittit** — $Ca_3Mg_3[(UO_2) | (OH)_2 | (CO_3)_3]_2\cdot 18\,H_2O$. A fost studiat de M.E. Thompson, Alice D. Weeks și A.M. Sherwood (1954).

Din punct de vedere chimic, rabbittitul este un carbonat hidratat de U, Ca și Mg, cu urme de Si, Al și Y; CaO = 10,6 — 11,32%; MgO = 8,09—9,2%; $UO_3$ = 37,4 — 38,54%; $CO_2$ = 17,8%; $H_2O$ = = 24,5%; reziduu = 0,5%.

Este un mineral ușor solubil în $H_2O$ și produce efervescență cu HCl. Prin conținutul său ridicat de $UO_3$ (38%), rabbittitul face parte din grupa mineralelor secundare de uraniu, fiind provenit din oxidarea uraninitului și pechblendei.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul monoclinic. A fost găsit sub forma unor efluorescențe constituite din agregate de cristale aciculare foarte mici, paralele cu axa *c*. Aceste cristale par îndoite, sau răsucite, datorită deplasării după un clivaj transversal.

Evans (1955) a determinat următorii parametri: $a_0 = 3,26 \pm 0,1$; $b_0 = 23,8 \pm 0,1$; $c_0 = 9,45 \pm 0,05$.

Dimensiunile celulei elementare a rabbittitului sînt cele mai mari dintre mineralele din această grupă.

*Proprietăți fizice.* Culoarea este galben-verzuie; luciul mătăsos; fluorescența slabă. În afară de clivajul după (001) se mai observă două feluri de clivaj slab după fețele prismei. Duritatea 2,5. Greutatea specifică 2,57.

*Proprietăți optice.* Este biax pozitiv. Nu este pleocroic. Are următorii indici de refracție: $n_p = 1{,}502 \pm 0{,}003$; $n_m = 1{,}508 \pm 0{,}005$; $n_g = 1{,}525 \pm 0{,}03$; $2V$ larg și $n_g : c = 15°$. Rabbittitul se aseamănă cu swartzitul, bayleyitul și alți carbonați de uraniu solubili în $H_2O$, care au aceeași formulă generală, însă pot să fie deosebiți prin diagrama de difracție a razelor X și proprietăților optice.

*Condiții de zăcămînt.* Rabbittitul a fost identificat ca efluorescențe pe gips, asociat cu minerale de Co (bieberit, sphaercobaltit) și sulfați de U.

Unicul zăcămînt de uraniu cu rabbititt este Lucky Strike din Utah (SUA).

**Schroeckingerit** — $NaCa_3[UO_2 | F | SO_4 | (CO_3)_3] \cdot 10H_2O$. Este o sare complexă sulfat-carbonatică, hidratată cu U, Co și Na și cu conținut de F. Formula a fost stabilită de Jaffe, Sherwood și Peterson (1948) și confirmată de Axelrod et al. (1951) pe material din Wyoming și Arizona. În constituția mineralului s-au identificat și mici cantități de Al, Fe, Mn și K.

Este solubil în $H_2O$ și face efervescență cu acizii diluați.

*Proprietăți cristalografice.* Schroeckingeritul cristalizează în sistemul rombic și rețeaua sa reticulară are următoarele dimensiuni și parametri: $a_0 = 9{,}60$; $b_0 = 9{,}62$; $c_0 = 14{,}46$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}998 : 1 : 1{,}503$; $\alpha = 91°42'$; $\beta = 91°48'$; $\gamma = 120°05'$.

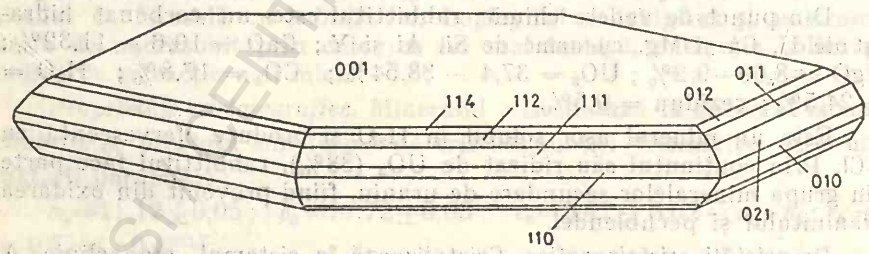



Fig. I.22. Schroeckingerit. Argentina (Hurlbut, 1954).

Mineralul se găsește sub formă de cruste, aglomerări, rozete sau agregate globulare cu solzi aplatizați după (001). Cristale individuale clare se găsesc destul de rar. Acestea sînt aplatizate după (001) și au aspect pseudohexagonal evident (fig. I.22).

*Proprietăți fizice.* Culoarea cristalelor de schroeckingerit este galben-verzuie, foarte strălucitoare, asemănătoare cu a autunitului proaspăt. Are clivaj micaceu perfect după (001), dînd lamele flexibile, transparente. Luciul este sticlos, uneori perlat. Duritatea 2—3. Greutatea specifică 2,51. Fluorescența este în culori aprinse galben-verzui, analoagă cu a autunitului.

*Proprietăți optice* Schroeckingeritul are următoarele caracteristici optice: $n_p$ — 1,489—1,496; $n_m$ — 1,537—1,545; $n_g$ — 1,538—1,544; $2V = 5°—40°$.

Este biax negativ cu pleocroism foarte slab în zona normală a planului de clivaj.

În natură poate fi ușor confundat cu johannitul. Asemănarea este mai puțin frapantă cu liebigitul, voglitul și alte minerale cu tente verzi din grupa torbernitului și meta-torbernitului. Elementele suplimentare în diagnosticarea acestui mineral le oferă indicii de refracție, fluorescența și analizele în raze X.

*Condiții de zăcămînt.* Schroeckingeritul este un mineral secundar de formație foarte recentă.

Inițial a fost descris de Jachimov — Cehoslovacia și Johanngeorgenstadt — R. D. Germană. Relativ abundent se găsește în Wyoming, sub formă de agregate mici, localizate în argile cu gips. A fost găsit și în mina Hellside din Arizona, asociat cu bayleyit, swartzit și gips, sub formă de eflorescențe. În statul Utah a fost găsit în asociație cu bayleyit ca și în argilele unui zăcămînt la zi. A fost semnalat de asemenea și în statul Utah.

În Argentina, schroeckingeritul a fost semnalat la mina Soberania — San Isidoro, iar în Franța în zăcămîntul Ronchamp, asociat cu zippeit și pechblendă, în șisturi cărbunoase.

**Voglit** — $Ca_2Cu[UO_2 \mid (CO_3)_4] \cdot 6\,H_2O$ (?). Formula chimică a acestui mineral a fost stabilită de descoperitorul său, mineralogul austriac J. F. Vogl. Acest mineral a fost semnalat la Jachimov — Cehoslovacia. Ulterior a fost găsit și în alte zăcăminte.

Este un carbonat hidratat de Ca, U și Cu, în care $UO_2$ participă în proporție de 37%. Inițial s-a crezut că uraniul din voglit este tetravalent, însă observațiile lui Berman (1954) pe material natural și sintetic au demonstrat, de fapt, că uraniul este hexavalent. În acest caz, analiza cu uraniul tetravalent indică raporturi apropiate de formula menționată mai sus, în timp ce observațiile pe material natural și sintetic demonstrează rezultate foarte diferite, probabil datorită prezenței malachitului și carbonatului de U și K.

În prezența acizilor, mineralul se dizolvă și face efervescență. Într-un tub închis, prin încălzire, se înnegrește și degajă $H_2O$.

*Proprietăți cristalografice.* Voglitul cristalizează în sistemul triclinic, prezentîndu-se sub formă de plaje constituite din mici solzi cu contur romboidal, asemănători cu gipsul.

*Proprietăți fizice.* Culoarea este verde de smarald pînă la verde strălucitor, ca iarba, Luciul perlat, Clivaj perfect după (010).

*Proprietăți optice.* Voglitul este un mineral biax pozitiv cu următorii parametrii:

$n_p = 1{,}541$ ; $n_m = 1{,}547$ ; $n_g = 1{,}564$ ; $n_g - n_p = 0{,}023$ ; $\measuredangle 2V = 60°$ ; dispersie puternică $r > V$.

Aparent, voglitul se aseamănă cu liebigitul și cu unele minerale verzi de uraniu (zeunerit, torbernit). Cel mai bine se determină după habitusul cristalelor, proprietățile optice și analizele chimice calitative. Date referitoare la intervalele de difracție a razelor X nu există.

*Condiții de zăcămînt.* Voglitul a fost găsit împreună cu liebigitul în produșii de alterare ai pechbelndei de la mina Elias de lîngă Jachimov — Cehoslovacia. A fost semnalat, de asemenea, în S.U.A.

**Wyartit** — $Ca_3U^{+4}[(UO_2)_6 \mid (OH)_{18} \mid (CO_3)_2] \cdot 4\,H_2O$. Această denumire a fost atribuită mineralului de culoare violet-neagră, semnalat la Shinkolobwe (Zair) pentru a-l deosebi de ianthinitul din Franța. A fost descris de C. Bignand (1955) care l-a separat de hidratul de uraniu ($UO_2 \cdot 5\,UO_3 \cdot 12\,H_2O$), cunoscut sub numele de ianthinit. El constituie o specie a ianthinitului primar.

Analizele chimice au pus în evidență $UO_2$, $UO_3$, $CaO$, $CO_2$, $H_2O$ și urme de Fe. În contact cu acizii, wyartitul face efervescență, iar dacă este încălzit puternic, mineralul își schimbă culoarea devenind brun-roșu.

*Proprietăți cristalografice.* Mineralul cristalizează în sistemul rombic și are următorii parametri: $a_0 = 11{,}25$ ; $b_0 = 7{,}08$ ; $c_0 = 20{,}98$ — $a_0 : b_0 : c_0 = 1{,}588 : 1 : 2{,}963$.

Prezintă cristale tubulare după (001) și alungite după (010), cu forme (001), (110). Adeseori cristalele sînt grupate în agregate.

*Proprietăți fizice.* Duritatea: 3—4. Greutatea specifică $4{,}69 \pm 0{,}05$.

*Proprietăți optice.* Mineralul este biax negativ. Unghiul $2V = 48°$. Puternic pleocroic.

$n_m = 1{,}89 \pm 0{,}02$ — violet ; $n_g = 1{,}91 \pm 0{,}02$ — albastru de levănțică.

*Condiții de zăcămînt.* Unicul zăcămînt în care a fost semnalată prezența wyartitului este Shinkolobwe (Zair), unde acesta se găsește localizat pe mineralele primare de uraniu, în stare de alterare.

## I.3. SULFAȚI

### Seria Uranopilit

**Uranopilit** — $[6UO_2 \mid 5(OH)_2 \mid SO_4]\cdot 12H_2O$. A fost descris de Dauber (1854) și de Weisbach (1882) sub denumirea de uranosulfat bazic. Este un sulfat bazic de uraniu hidratat, insolubil în apă rece, ușor solubil în apă fierbinte, foarte ușor solubil în soluție slab acidă. Pechblenda și uranopilitul, spălate în apă curată lasă o soluție puternic colorată în galben și o cantitate însemnată de sulfat de uraniu. Raportul $UO_3 : SO_3 = 5 : 1$ pînă la $7 : 1$.

Prezența Ca în uranopilit se datorează asocierii intime a acestui mineral cu gipsul. Analizele chimice arată că uranopilitul corespunde formulei $6UO_3SO_3\cdot nH_2O$. După cercetătorii francezi, formula chimică cea mai corectă este cea rezultată din mineralele proaspete recoltate din zăcămîntul Crury (La Faye). Schulze semnalează existența uranopilitului cu conținut de 16,59% $H_2O$, de unde a rezultat formula $6UO_3SO_3\cdot 2H_2O$.

De subliniat conținutul foarte ridicat de uraniu hexavalent ($UO_3$), care variază de la 79,89 la 81,20%.

*Proprietăți cristalografice.* Uranopilitul cristalizează în sistemul monoclinic (α-uranopilitul în sistemul triclinic, iar β-uranopilitul în sistemul rombic). Cristalele sînt de dimensiuni microscopice, grupate în agregate foioase, constituind mase mici botrioidale, sau reniforme.

*Proprietăți fizice.* Mineralul în stare proaspătă are culoarea galben-verde. Este fluorescent și devine imediat galben de lămîie și opac în aer uscat. Fluorescența sa este asemănătoare cu a autunitului.

Cristalele izolate sînt transparente și puțin colorate. Are luciul sticlos în stare proaspătă și ceva mai închis cînd este parțial deshidratat. Clivaj perfect după (010). Greutate specifică 3,96.

*Proprietăți optice.* Uranopilitul este un mineral biax cu următoarele constante optice:

α — uranopilit: (+) $2V = 15—18°$; $n_p = 1{,}623$; $n_m = 1{,}625$; $n_g = 1{,}633$; $n_g - n_p = 0{,}010$; $r < v$ mare.

β — uranopilit: (—) $2V$ = mic; $n_p = 1{,}72$; $n_m = 1{,}76$; $n_g = 1{,}76$; $n_g - n_p = 0{,}04$.

Variația mare a proprietăților optice se datorează diferențelor în compoziția mineralului și, mai ales, variației conținutului de $H_2O$ (fig. I.23).

Macroscopic, uranopilitul se aseamănă cu zippeitul. Deosebirea dintre cele două minerale se poate face prin determinarea constantelor optice, sau analiza roentgenografică.

*Condiții de zăcământ.* De foarte multe ori uranopilitul este asociat cu gips și zippeit. La Marele Lac al Urșilor din Canada se întîlnește împreună cu johannit, zippeit, fourmarierit, gips și eritrină.

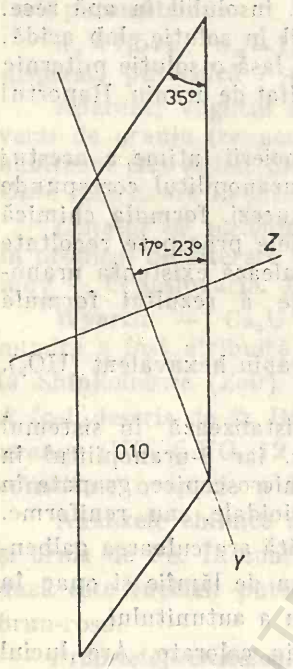



Fig. I.23. Uranopilit. Cristal microscopic cu habitus tipic, indicînd orientarea optică (C. Frondel, 1952).

Uranophilitul a fost descris la Johanngeorgenstadt (R.D.G.), Jachimov (Cehoslovacia) și Cornwall (Anglia). Ulterior a fost găsit și în alte zăcăminte: Shinkolobwe — Zair (Buttgenbach, 1935, 1947); Urgeirica — Portugalia (George, 1949); Crousille și Grury în Franța (Branche, Chervet, Guillemin, 1951); Lacul Hottah (Frondel, 1952) și Goldfields — Canada (Traill, 1952). A fost semnalat și în S.U.A. (Utah și Wyoming) asociat cu johannit și alte minerale asemănătoare zippeitului.

**Meta-uranopilit** — $[6UO_2 \mid 5(OH)_2 \mid SO_4] \cdot 5H_2O$ (?). Acest mineral, greșit denumit astfel, a fost descris prima dată de Novàcek (1935), care l-a considerat că s-ar fi format prin deshidratarea uranopilitului.

A fost găsit la Jachimov — Cehoslovacia sub forma unor agregate aciculare, sau lamelare, de culoare cenușie, verde murdar, sau brun.

Analiza chimică: a stabilit următoarele conținuturi: $UO_3 = 82{,}40\%$ $Fe_2O_3 = 2{,}03\%$; $SO_3 = 4{,}17\%$; $H_2O = 9{,}40\%$.

*Proprietăți cristalografice.* Meta-uranopilitul corespunde simetriei rombice. Are structură fibroasă, culoare galbenă și proprietăți optice variabile.

*Proprietăți optice.* Mineralul este biax negativ cu extincție dreaptă; Y este paralel cu alungirea și X este perpendicular pe aplatizarea lamelelor. Este ușor pleocroic și are următorii indici de refracție: $n_p = 1{,}76$; $n_m = 1{,}76$; $n_g = 1{,}76$. Mineralul descoperit de George (1949) în Cornwall are următorii indici de refracție: $n_p = 1{,}64-1{,}66$; $n_m = 1{,}69-1{,}71$; $n_g = 1{,}70-1{,}72$; $2V = 40-50°$; $c : n_g = 12°$.

Acest mineral este optic negativ. Pleocroismul după $n_p$ este incolor, iar după $n_m$ și $n_g$ este galben foarte slab, pînă la galben intens, sau galben-verzui.

*Condiții de zăcămînt.* Meta-uranopilitul a fost identificat la Jachimov Cehoslovacia și Cornwall — Anglia. Unii cercetători l-au denumit β-uranopilit, însă această specie minerală trebuie raportată la meta-uranopilit, deși nu se formează prin deshidratarea uranopilitului.

**Zippeit** — $[6UO_2 \mid 3(OH)_2 \mid 3SO_4] \cdot 12H_2O$. Este un sulfat bazic de uraniu hidratat. Novàcek (1935) atribuie acestui mineral formula $2UO_3 \cdot SO_3 \cdot nH_2O$, în care „*n*" ar fi egal cu 5 sau 6. Mineralul identificat ca zippeit poate conține alcalii, Ca, Zn, sau alți cationi, în afară de U, ca elemente componente principale. Calciul din componența lui pare să provină din gipsul amestecat în probe, în care a putut fi inclus și uranopilit.

Zippeitul este insolubil în apă, dar foarte solubil în acizi chiar foarte diluați. S-ar părea că este mult mai solubil decît uranopilitul, motiv pentru care acest mineral se găsește foarte rar în natură. Chiar apele slab acide îl pot dizolva cu mare ușurință.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul rombic și are următorii parametri : $a_0 = 17{,}34$ (8,67) ; $b_0 = 7{,}14$ (14,28) ; $c_0 = 4{,}43$(8,86).

Se întîlnește sub formă de cruste nodulare sau pămîntoase asociat frecvent cu uranopilit. În mod cu totul excepțional apare sub formă de cristale mici, în rozetă, care nu depășesc 0,5 mm lungime. Aceste cristale sînt aplatizate după (010), în formă de lance sau aciculare.

Cristalele naturale prezintă la microscop o aparentă extincție dreaptă, ceea ce a condus la părerea că mineralul este rombic.

*Proprietăți fizice.* Culoarea mineralelor este galben-portocalie la agregatele microcristaline și galben-închis la cristalele automorfe. Acestea sînt transparente. Luciul este sticlos la cristalele individuale și pămîntos pentru agregatele minerale. Clivaj perfect după (010).

Prezintă fluorescență variabilă, pornind de la galben-verde pe material sintetic, la verde-oliv. Eșantioanele cu zippeit recoltate din zăcămintele de uraniu din Franța (Crousille, Ronchamp) nu prezintă nici o fluorescență.

*Proprietăți optice.* Zippeitul este un mineral biax negativ, ai cărui indici de refracție variază foarte mult în funcție de conținutul în $H_2O$. Mineralele studiate sînt pleocroice și au următoarele constante optice : $n_p = 1{,}630-1{,}686$ ; $n_m = 1{,}689-1{,}700$ ; $n_g = 1{,}720-1{,}739$ ; (—) $2V$ = = mare ; $c : n_g = 32-40°$ ; $n_g - n_p = 0{,}053-0{,}090$.

Pentru a deosebi zippeitul de celelalte minerale, oarecum similare din punct de vedere structural și chimic, trebuie folosite unele caracteristici, cum ar fi culoarea galben-închis, lipsa fluorescenței, dizol-

varea puternică în acizi diluaţi modul de agregare a cristalelor şi intervalele de difracţie a razelor X.

*Condiţii de zăcămînt.* Zippeitul este un mineral secundar, îndeosebi de formaţie recentă. Apare ca efluorescenţe pe pereţii galeriilor sau pe haldele cu minereu de uraniu expuse intemperiilor. Gipsul şi uranopilitul sînt cele două minerale frecvent asociate cu zippeitul, în timp ce johannitul, uranophanul apar numai în anumuite condiţii genetice. Ca şi celelalte minerale însoţitoare, zippeitul se formează întotdeauna în apropierea imediată a pechblendei sau chiar pe pechblendă.

A fost identificat la Jachimov în Cehoslovacia, în S.U.A. (Arizona, Utah, Colorado). În Franţa a fost găsit în zăcămîntul Ronchamp şi la Crousille.

Există şi astăzi unele specii de sulfaţi ai uraniului al căror diagnostic este îndoielnic. Dintre acestea se menţionează uranocalcitul, voglianitul, uraconitul şi medjiditul.

**Cuprozippeit** — $[6UO_2 \mid 3(OH)_2 \mid 3SO_4] \cdot 12\,H_2O$, cu adaos de $\approx 5\%$ CuO. A fost determinat de Boldîrev (1935). Are următorii parametri: $a_0 = 17{,}34$ (8,67); $b_0 = 7{,}14$ (14,28); $c_0 = 4{,}43$ (7,86).

**Johannit** — $Cu[UO_2 \mid OH \mid SO_4]_2 \cdot 6\,H_2O$. Mineralul a fost descoperit şi descris sub numele de uranvitriol de Heidinger (1830).

Este un sulfat bazic hidratat de U şi Cu, a cărui formulă se bazează pe un studiu în raze X şi pe o analiză microchimică efectuată de Novàcek (1935 a) pe o probă recoltată din zăcămîntul Jachimov: CuO = = 8,07 — 8,48%; $UO_3 = 61{,}34 - 61{,}50\%$; $SO_3 = 16{,}59 - 17{,}07\%$; $H_2O = 13{,}45 - 13{,}84\%$.

$H_2O$ se elimină integral cînd materialul este încălzit la temperaturile de 100° şi 210°C.

*Proprietăţi cristalografice.* Johannitul cristalizează în sistemul triclinic. Structura sa corespunde unei celule pseudomonoclinice, cu următorii parametri: $a_0 = 8{,}92$; $b_0 = 9{,}59$; $c_0 = 6{,}84$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}930 : 1 : 0{,}713$; $\alpha = 110°30'$; $\beta = 111°59'$; $\gamma = 100°18'$.

Cristalele de johannit sînt prismatice şi tabulare, groase, cu forme comune: (010), (100), (110), (120), (111). Mineralul se poate prezenta şi în agregate de cristale suparalele sau sub formă de druze, de cruste şi agregate sferoidale fibro-lamelare (fig. I.24).

*Proprietăţi fizice.* Are clivaj perfect după (100). Duritatea 2—2,5. Greutatea specifică 3,22. Luciul sticlos. Culoarea este verde de smarald pentru cristalele transparente sau translucide şi verde deschis pentru agregatele solzoase sau fibroase. Nu este fluorescent în lumină ultravioletă.

Johanitul se deosebește de ceilalți sulfați de uraniu prin conținutul său mai mare de Cu și prin culoarea mai mult verde decît galbenă, sau portocalie. Ocurențele cu structură fibroasă seamănă cu schroeckingeritul, cu excepția lipsei de fluorescență și a conținutului de Cu. Varietățile cu culori verzi (torbernitul, metatorbernitul) au o

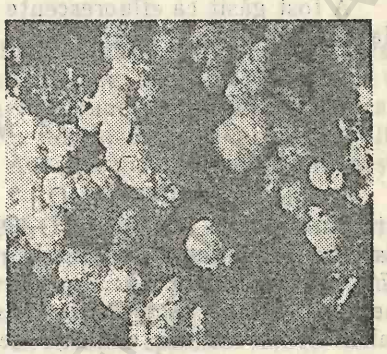


Fig. I.24. Johannit. Cruste botrioidale (Jachimov, Cehoslovacia).

vagă asemănare cu johannitul. Acestea au habitus tetragonal, clivaj perfect și proprietăți optice diferite pentru agregatele solzoase sau fibroase. Nu este fluorescent în lumină ultravioletă.

*Proprietăți optice*: $n_p$ 1,572 — 1,577 — incolor; $n_m$ 1,592 — 1,597 — galben slab; $n_g$ 1,611 — 1,616 — galben verzui; (+) 2V — mare; $n_g - n_p = 0{,}036 - 0{,}042$; $r < v$ puternic; $c : n_m = 5-8°$.

*Condiții de zăcămînt.* În natură, conținutul de sulfați provine din oxidarea sulfurilor metalice, în special a piritei și calcopiritei. Sulfații de uraniu fiind relativ solubili în acizi pot fi ușor levigați din zona de oxidație sau din minereul extras din subteran. În zăcămintele de sulfuri metalice, uraniul este reținut în zona de oxidație sub formă de oxizi hidratați, silicați, fosfați, arseniuri etc.

Johannitul a fost identificat prima dată la Jachimov (Cehoslovacia), asociat cu gips și zippeit. O mineralizație similară a fost găsită și la Johanngeorgestadt. A mai fost semnalat în Cornwall-Anglia; în Canada, la Marele Lac al Urșilor, în parageneză cu uranopilitul, zippeitul, fourmarieritul și eritrină; în S.U.A., în Colorado și Utah.

**Peligotit** — $CuO[2UO_3 \mid 2SO_4]3H_2O$. Mineralul a fost descris de V.G. Melkov (1942) și poartă numele marelui chimist francez E.M. Peligot. Este un sulfat hidrat de U și Cu. Fleischer A. (1955) îl asimilează cu johannitul, considerîndu-l ca fiind identic.

A fost găsit sub formă de agregate reniforme, fibroase-plate. Luciul sticlos, culoarea este galben-verzuie. Prezintă următoarele constante optice: $n_p = 1{,}575$; $n_m = 1{,}592$; $n_g = 1{,}618$ $2 \approx 85°$.

Pleocroismul după $n_p$ = incolor, după $n_m$ = slab verzui și după $n_g$ verde-galben.

Are extincție aproape paralelă (max. 3°) și fluorescență slab galben-verde în raze ultraviolete. Încălzit la 110°C pierde 11,47% $H_2O$, între 200—400° pierde 16,04% $H_2O$, iar la 700°C pierde 17,64% $H_2O$.

A fost găsit ca efluorescențe pe pereții unor galerii în munții Kara-Mazar Tadjikistan — U.R.S.S).

## I.4. MOLIBDAȚI

**Umohoit** — $[UO_2 \mid MoO_4]$ ? 4 $H_2O$. A fost denumit după compoziția sa chimică (U—Mo—H—O) și descris de Brophy și Kerr (1953). Este un molibdat hidrat de U, în care $UO_3$ participă în proporție de 57%. La un raport U : Mo = 1 : 1, molibdenul, sau chiar ambele elemente, prezintă un grad de oxidare mai scăzut decît forma sa hexavalentă. Din analiza chimică efectuată ($UO_3$ = 57,65; $MoO_3$ = 28,23; $As_2O_3$ = 1; $H_2O$ = 14 ± 1), mineralul se apropie de formula $(UO_2)(MoO_4) \cdot 4\ H_2O$, iar U semnalat este hexavalent. Într-o probă analizată în raze X s-au determinat și cantități mici de Fe, As și urme de Pb, La, Ba, Mn și Sb.

În secțiuni lustruite este puternic anizotrop și dă următoarele reacții cu unele substanțe chimice: cu $HNO_3$ face efervescență și devine galben pînă la cafeniu-gălbui; cu apă regală, reacția este puternică și rapidă.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul rombic și are următorii parametri: $a_0$ = 6,32; $b_0$ = 7,48; $c_0$ = 12,4.

Apare sub formă de granule mici, cu contururi triunghiulare, rozete, sau lamele cu unghiuri ascuțite.

*Proprietăți fizice.* Are culoare neagră, neagră-albăstruie, sau verde-închis. Luciul semimetalic. Este opac pînă la semi-transparent. Nu prezintă clivaj. Duritatea 2. Greutatea specifică 4,55—4,66.

*Proprietăți optice.* Umohoitul are următoarele constante optice: $n_p$ = 1,66; $n_m$ = 1,83; $n_g$ = 1,91; $2V$ = 65°; $r > v$. Pleocroismul după $n_p$ = albastru închis; după $n_m$ = verde-oliv; după $n_g$ = albastru-deschis.

Spre deosebire de alte minerale uranifere, ca uraninitul pechblenda, daviditul, urano-thoritul și urano-niobo-tantalații, umohoitul este singurul mineral de uraniu cu conținut de Mo ca element principal component. Reacțiile cu acizi pe secțiuni lustruite, duritatea și diagrama de difracție a razelor X, confirmă acest lucru.

| d(Å) | I | d(Å) | I | d(Å) | I | d(Å) | I |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 14,29 | 52 | 4,30 | 3 | 3,06 | 7 | 2,061 | 45 |
| 8,57 | 23 | 3,72 | 2 | 2,891 | 17 | 1,907 | 8 |
| 7,19 | 264 | 3,60 | 62 | 2,402 | 1 | 1,606 | 3 |
| 4,80 | 176 | 3,22 | 10 | 2,149 | 2 | 1,443 | 4 |

* *Material din Marysvale — Utah*

*Condiții de zăcămînt.* Umohoitul a fost găsit la Freedom-Marysvale (Utah), sub forma unor filonașe subțiri, sau diseminat în masa unor minerale argiloase alterate de pe unele filoane cu uraniu. Apare ca mineral singur, sau asociat cu fluorină, pirită, cuarț și uraninit. Alteori însoțește, ilsemannitul și jordisitul. Această parageneză se întîlnește și în zăcămîntul Tingaouine-Algeria.

**Iriginit** — $H_2[UO_2 \mid (MoO_4)_2] \cdot 2H_2O$ (Melkov, 1956; Gheţeva-Savelieva, 1956; Soboleva, Pudovchina, 1957; Fleischer, 1958). Conține 42% $UO_3$. Iriginitul apare sub forma unor agregate macrogranulare, care formează uneori pseudomorfoze după brannerit. Are culoare galbenă. Luciul mat. Duritatea 4—5. Greutatea specifică 3,84.

Cristalizează în sistemul monoclinic și are următorii parametri: $a_0 = 8{,}58$; $b_0 = 12{,}78$; $c_0 = 7{,}48$; $\beta = 107°40'$.

Indicii de refracție au următoarele valori: $n_p = 1{,}82$; $n_g = 1{,}93$.

Diagrama de difracție a razelor X prezintă următoarele linii roentgenografice mai reprezentative: 3,22; 1,13; 2,63; 2,14.

**Moluranit** — $H_6[(UO_2)_3 \mid (MoO_4)_5] \cdot 9H_2O$ (Melkov, 1956; Gheţeva-Savelieva, 1956; Soboleva-Pudovchina, 1957; Fleischer, 1958). Conține 42,42% $U_3O_8$.

Mineralul încălzit pînă la 500°C se transformă în iriginit. În fragmente subțiri are culoare neagră. Este izotrop $n = 1{,}97—1{,}98$. Se prezintă sub formă de mase colomorfe cînd este asociat cu brannerit și alte minerale de Mo—U. Sub aceeași formă se găsește și cînd se află în paragineză cu molibdenit, calcopirită și galenă (de exemplu pe unele filoane din U.R.S.S.).

**Mourit** $(UO_2 + UO_3)$ $5{,}5MoO_3 \cdot 5{,}3H_2O$. A fost descris de Kopchenova et al. (1962). Are culoare violet-închisă.

**Calcurmolit** — $[(UO_2)_3 \mid (OH)_2 \mid (MoO_4)_3]11H_2O$. A fost determinat de Povarennych (1962). Are culoare galbenă.

**Cousinit** — $MgU_2^{4+}[(OH)_6 \mid (MoO_4)_2]2H_2O$. A fost determinat de Vaes (1958).

**Molibdat de U și Ca** — $(Ca(UO_2)_3(MoO_4)_3(OH)_2 \cdot 8H_2O$. A fost descoperit de V. A. Polokarpova și Z.L. Ambartsumian (1958) sub formă de cristale prismatice, alungite, constituind agregate fibro-radiare lungi de 0,5—1,0 mm sau pseudomorfoze după pechblendă.

Are culoare galbenă-aprinsă cu tente slab-galbene. Este fluorescent, cu culori galben-verzui, transparent şi uşor atacat de acizi diluaţi.

Prin analizele chimice efectuate s-au determinat următoarele conţinuturi: $CaO = 3,91-4,63\%$; $MnO_3 = 19,90-27,7\%$; $UO_3 = 58,65-61,26\%$; $N_2O_2 = 10,21-10,90\%$; $SiO_2 = 3,86\%$.

*Proprietăţi optice.* Are alungire pozitivă şi extincţie dreaptă. Indicii de refracţie ($n_g$ şi $n_p$) $\geqslant 1,758$. Pleocroism clar: după $n_g$ = galben strălucitor; $n_p$ = aproape incolor.

Diagrama de difracţie în raze X, diferă de toate celelalte minerale de uraniu cunoscute:

| | | |
|---|---|---|
| 8,34 m | 3,21 F | 1,85 mf |
| 7,85 FF | 2,90 f | 1,603 f |
| 4,29 f | 2,68 f | 1,571 f |
| 3,89 m | 2,43 f | 1,501 ff |
| 3,56 f | 2,24 f | 1,473 ff |
| | 1,99 | |

Mineralul se formează în părţile inferioare ale zonelor de oxidaţie ale unor filoane hidrotermale de uraniu, asociat cu molibden. Se găseşte împreună cu pechblenda şi gummitul.

**Molibdat de U şi Mg.** Mineralul a fost descoperit de J.F. Vaes la Shinkolobwe în Zair. Din lucrarea „Les Mineraux du Haut-Katanga" rezultă că mineralul este incomplet studiat.

Cristalizează în sistemul monoclinic. Este rombic, cu următorii parametri: $a_0 = 6,37$; $b_0 = 33,46$; $c_0 = 15$. Este negru strălucitor, cu reflexe violacee. Structură lamelară. Conţine Mo, U şi Mg. Se pare că diferă de umohoit.

## I.5. VANADAŢI

**Carnotit** — $K_2[(UO_2)_2 | V_2O_8] \cdot 3\,H_2O$. A fost determinat de Friedel şi Cumerge (1899). Mineralul este un vanadat hidratat de U şi K. Conţinutul în $H_2O$ variază în funcţie de gradul de umiditate la temperatura obişnuită însă nu depăşeşte niciodată 3% $H_2O$. Este foarte uşor solubil în acizi. Introdus într-un tub închis ermetic, carnotitul rămîne infuzibil.

Micile cantităţi de Ca, Ba, Mg şi Na semnalate în multe analize efectuate se datorează fenomenelor de izomorfism, deoarece în carnotit se face cu uşurinţă schimbul de cationi.

Carnotitul se seamănă foarte bine cu tyuyamunitul şi metatyuyamunitul, care practic au acelaşi mod de ocurenţă. Deosebirea dintre ele se face prin determinarea intervalelor de difracţie a razelor X şi prin analize pentru Ca şi K.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul monoclinic și are următorii parametrii : $a_0 = 10,47$ ; $b_0 = 8,41$ ; $c_0 = 6,91$ ; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,245 : 1 : 0,822$ ; $\beta = 103°40'$.

Carnotitul se prezintă sub formă de agregate microcristaline pulverulente sau compacte, rareori în cruste formate din cristalele aplatizate după (001) și (110) ori alungite după (010) (fig. I.25).

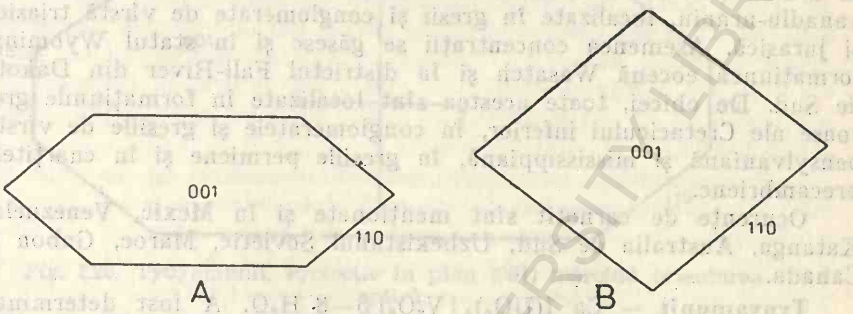



Fig. I.25. Carnotit : două proiecții diferite.

*Proprietăți fizice.* Culoarea variază de la galben-deschis, la galben de lămîie, uneori chiar galben-verzui. Luciul este pămîntos, șters pentru varietățile compacte, sidefat sau mătăsos pentru varietățile cu cristale mari. Are clivaj perfect după (100). Duritatea 4. Greutatea specifică 4,46.

*Proprietăți optice.* Carnotitul este biax negativ cu $c : n_p \approx 14°$ și $2V$ mare ($40-60°$). Indicii de refracție, care variază în funcție de gradul de umiditate al mineralului, sînt următorii : $n_p = 1,750-1,920$ ; $n_m = 1,925-1,950$ ; $n_g = 2,06-2,08$ ; $2V = 40°$ ; $n_g - n_p = 0,16-0,32$.

Pleocroismul apare cu $n_p$ = incolor, iar cu $n_m$ și $n_g$ = galben.

Liniile roentgenografice pentru carnotit, determinate pe material provenit din Gabon, sînt următoarele :

| $d$(Å) | $I$ | $d$(Å) | $I$ | $d$(Å) | $I$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 4,65 | 10 | 2,69 | 4 | 1,810 | 1 |
| 5,04 | 3 | 2,54 | 5 | 1,754 | 2 |
| 4,18 | 6 | 2,44 | 3 | 1,660 | 3 |
| 3,49 | 7 | 2,14 | 6 | 1,593 | 3 |
| 3,30 | 2 | 2,01 | 2 | 1,528 | 2 |
| 3,20 | 7 | 1,921 | 5 | 1,497 | 3 |
| 3,09 | 8 | | | | |

Determinarea carnotitului se face prin diferite analize, însă cele mai utile sînt analizele chimice.

*Condiții de zăcămînt.* Carnotitul este larg răspîndit în zăcăminte de tip gresie, de exemplu în platoul Colorado, fiind cunoscut încă din anul 1898. Concentrațiile cele mai frecvente sînt localizate în jurul acumulărilor de substanțe vegetale incarbonizate. Ca minerale asociate se întîlnesc tyuyamunit și metatyuyamunit, rauvit, uvanit, gips, metatorbenit, corvusit etc. Concentrații importante de carnotit se găsesc în S.U.A. (Colorado, Utah, New-Mexico, Arizona), în zăcămintele de vanadiu-uraniu, localizate în gresii și conglomerate de vîrstă triasică și jurasică. Asemenea concentrații se găsesc și în statul Wyoming, formațiunea eocenă Wasatch și în districtul Fall-River din Dakota de Sud. De obicei, toate acestea sînt localizate în formațiunile grezoase ale Cretacicului inferior, în conglomeratele și gresiile de vîrstă pensylvaniană și mississippiană, în gresiile permiene și în cuarțitele precambriene.

Ocurențe de carnotit sînt menționate și în Mexic, Venezuela, Katanga, Australia de Sud, Uzbekistanul Sovietic, Maroc, Gabon și Canada.

**Tyuyamunit** — $Ca\,[(UO_2)_2\,|\,V_2O_8]\,5-8\,H_2O$. A fost determinat de Nenadkevich (1912) și poartă numele localității Tyuya-Muyun din Turkestan (U.R.S.S.). Este un vanadat hidratat de U și Ca. Apa de constituție a mineralului este parțial de origine zeolitică, variabilă în funcție de umiditatea și temperatura obișnuită. Moleculele de $H_2O$ din formula chimică pot să se reducă prin uscare pînă la 4%.

Conținuturi reduse de Mg, Ba, Pb, Si și K au fost semnalate în analizele efectuate pe tyuyamunit fără să se precizeze dacă prezența acestor cationi se datorează unor substituții izomorfe, sau unui amestec oarecare.

Analizele chimice arată prezența următorilor componenți (în %)

| | | | |
|---|---|---|---|
| $Na_2O$ | 0,02 | CuO | 0,04 |
| $K_2O$ | 0,18 | $UO_3$ | 55,91 |
| CaO | 5,63 | $V_2O_5$ | 18,76 |
| BaO | 0,54 | $H_2O$ | 18,83 |
| MgO | 0,09 | Rezidiu | |

Analiza s-a efectuat pe probă nealterată din Calomity, provincia Mesa (Colorado).

Ba și K sînt prezente ca înlocuitori ai Ca, deoarece schimburile izomorfe dintre aceste elemente se fac foarte ușor. Raportul K : Ca necesar pentru trecerea tyuyamunitului de la simetria rombică la cea monclinică a carnotitului nu este încă cunoscut. Se știe doar că tyuyamunitul trece cu ușurință în carnotit prin schimb de cationi.

Mineralul este solubil în acizii clorhidric, azotic, sulfuric și insolubil în acid acetic diluat.

*Proprietăți cristalografice.* Tyuyamunitul cristalizează în sistemul rombic, prezentînd următorii parametri: $a_0 = 10{,}63$; $b_0 = 8{,}36$; $c_0 = 20{,}40$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1{,}272 : 1 : 2{,}440$. Prezintă următoarele fețe: (001), (010), (100), (120), (110), (101), (111) (fig. I.26).

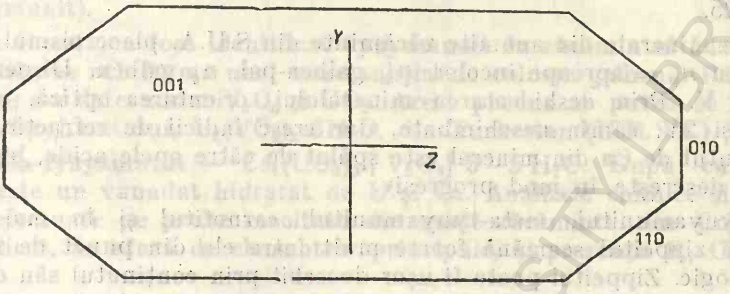



Fig. I.26. Tyuyamunit. Proiecție în plan (001) marcînd orientarea optică.

Mineralul se prezintă în solzi mici aplatizați după (001), sau alungiți după (100). Formează, de asemenea, agregate radiare. Fețele cristalelor sînt inegale și adesea arcuite. Cristale cu forme clare se găsesc foarte rar (fig. I.27). În mod normal, tyuyamunitul este masiv, compact pînă la criptocristalin. Apare, de asemenea, și pulverulent. Tyuyamunitul din zăcămintele din Franța se prezintă doar sub forma unor mici noduli de culoare galbenă.

Fig. I.27. Tyuyamunit. Agregat de cristale tabulare (Tyuya-Muyun, Turkestan).

*Proprietăți fizice.* Mineralul are clivaj perfect după (001) și distinct după (010) și (100). Luciul este adamantin, sidefos după (001); cînd este masiv luciul este rășinos, iar în pulbere este mat. Culoarea este variabilă: galben, galben de lămîie pînă la galben-verzuie. Mineralul

este translucid pînă la opac. Greutatea specifică 3,67—4,35 (mineral din Colorado) sau 3,30—3,40 (mineral din Tyuya-Muyun), variabilă în funcţie de conţinutul de apă.

*Proprietăţi optice.* Tyuyamunitul are următoarele constante optice: (—) $2V = 36—55°$; $n_p = 1{,}670$; $n_m = 1{,}870$; $n_g = 1{,}895$; $n_g - n_p = 0{,}225$.

Pe minerale din anumite zăcăminte din S.U.A. pleocroismul apare slab, cu $n_p$ = aproape incolor, $n_m$ galben-pal, $n_g$ galben. Dispersia = $= 3 < V$. Prin deshidratarea mineralului, orientarea optică, semnul optic şi $2V$, rămîn neschimbate, dar cresc indicii de refracţie. Cînd conţinutul de Ca din mineral este spălat de către apele acide, birefringenţa descreşte în mod progresiv.

Tyuyamunitul, meta-tyuyamunitul, carnotitul şi în mai mică măsură zippeitul seamănă foarte mult între ele din punct de vedere morfologic. Zippeitul poate fi uşor deosebit prin conţinutul său de sulf şi indicii de refracţie. Tyuyamunitul are indici de refracţie mai mici decît ai meta-tyuyamunitului şi carnotitului. Diagramele de difracţie a razelor X sînt caracteristice fiecărui mineral. Astfel pentru tyuyamunit sînt reprezentative următoarele linii roentgenografice determinate pe minerale din Madagascar):

| $d$(Å) | $I$ | $d$(Å) | $I$ | $d$(Å) | $I$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 10,30 | 10 | 2,642 | 4 | 1,959 | 2 |
| 6,45 | 3 | 2,553 | 4 | 1,920 | 3 |
| 5,15 | 9 | 2,475 | 2 | 1,764 | 3 |
| 4,09 | 4 | 2,179 | 5 | 1,681 | 2 |
| 3,40 | 8 | 2,139 | 3 | 1,660 | 3 |
| 3,24 | 8 | 2,051 | 7 | 1,627 | 2 |
| 3,01 | 2 | 1,990 | 2 | 1,605 | 2 |
| 2,871 | 1 | | | | |

*Condiţii de zăcămînt.* Tyuyamunitul este un mineral uranifer foarte răspîndit, însă mai puţin abundent decît carnotitul. În zăcămîntul Tyuya-Muyun din Munţii Altai-Turkestan (U.R.S.S.), unde a fost descris, se găseşte asociat cu vanadinit, malachit şi un număr de alţi vanadaţi specifici mineralizaţiilor de U, Cu, Ni şi Co. În acest zăcămînt, tyuyamunitul formează mici filonaşe în calcare de vîrstă carboniferă, unde cristalele de tyuyamunit tapiţează geodele, împreună cu malachitul, ferghanitul, turanitul şi mai multe minerale cu conţinut de vanadiu.

Împreună cu carnotit, tyuyamunitul a fost întîlnit şi în S.U.A. (Colorado, Utah).

În Maroc, la Amelal, a fost identificat tyuyamunit în fisurile unei gresii fine cu resturi de vegetale incarbonizate, împreună cu sengierit, sau asociat cu oxizi de fier, dioptaz și cuprosklodowskit. În acest zăcămînt se remarcă asociația U—Cu—V, în timp ce în zăcămintele similare din S.U.A. se întîlnește asociația U—V—K (carnotit), sau U—V—Ca (tyuyamunit).

În Franța, a fost identificat tyuyamunit în zăcămîntul Plesis les Deux Sèvres sub forma unei mase subțiri de culoare galbenă. Pe acest minereu s-a determinat $V_2O_5$ și $UO_3$. Acest produs ar putea să corespundă ferghanitului, $U_3(VO_4)_2 \cdot 6H_2O$, din Turkestan (U.R.S.S.).

**Meta-tyuyamunit** — $Ca[(UO_2)_2 \mid V_2O_5] \cdot 3-5\,H_2O$. După cum rezultă este un vanadat hidratat de U și Ca. Analizele chimice și spectrale efectuate pe probe recoltate din unele zăcăminte din Colorado au indicat, în afară de elementele principale, și prezența K, Ca, Ba, Sr etc.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul rombic, în cristale sub formă de solzi și lamele aplatizate după (001), alungite și paralele cu axa *a*. Cristalele de meta-tyuyamunit apar de regulă sub formă de pseudomorfoze după tyuyamunit.

În mod obișnuit meta-tyuyamunitul poate fi găsit și sub formă de mase compacte, pînă la microcristaline, în pulbere, pelicule fine și ca impregnații gresii.

Palache, Berman și Frondel (1951) au stabilit pentru metatyuyamunit următoarele dimensiuni ale celulei elementare: $a_0 = 10{,}63$; $b_0 = 8{,}36$; $c_0 = 16{,}96$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1{,}272 : 1 : 2{,}042$.

Interpretarea acestor date a permis stabilirea formulei chimice a mineralului, iar Donnay (1955) a determinat grupa spațială a acestuia: $D_{2h}^{16} - P_{nam}$ sau $C_{2v}^{9} - P_{na}2$.

*Proprietăți fizice.* Are clivaj perfect după (001) și clar după (010), (100). Luciul este adamantin, pînă la galben ca ceara. Culoarea mineralului este galbenă, pînă la galben-verzuie. Expus la lumină solară, culoarea se schimbă în verde-închis, sau verde-gălbui. Culoarea originală revine imediat cînd mineralul este introdus la întuneric, sau cînd este tratat cu acizi diluați.

În granule mici este transparent. Nu este fluorescent. Duritatea 2. Greutatea specifică 3,8—3,9.

*Proprietăți optice.* Constantele optice ale meta-tyuyamunitului variază în funcție de temperatură și coeficientul de umiditate: $n_p = 1{,}68$ (aproape incolor); $n_m = 1{,}825$ (galben foarte deschis); $n_g = 1{,}865$ (galben deschis); $2V = 45°$.

Meta-tyuyamunitul este biax-negativ cu dispersia $r < v$.

Se deosebește de tyuyamunit prin indicii săi de refracție relativ mari, greutatea specifică și liniile roentgenografice reprezentative:

| d(Å) | I | d(Å) | I | d(Å) | I |
|---|---|---|---|---|---|
| 8,51 | VS | 8,43 | 10 | 2,12 | wb |
| 6,56 | f | 5,18 | 3 | 2,05 | f |
| 5,19 | w | 4,46 | 1 | 1,99 | f |
| 4,48 | f | 4,17 | 8 | 1,95 | f |
| 4,22 | S | 3,74 | 2 | 1,91 | f |
| 3,77 | w | 3,52 | 1 | 1,88 | f |
| 3,58 | f | 3,23 | 6 | 1,85 | f |
| 3,26 | m b | 3,03 | 5 | 1,77 | f |
| 3,05 | m b | 2,805 | 2 | 1,73 | f |
| 2,81 | W | 2,578 | 3 | 1,69 | f |
| 2,58 | W | 2,113 | 4 | 1,66 | f |
| 2,50 | vf | 2,002 | 1 | 1,57 | vf |
| 2,35 | vf | 1,949 | 1 | 1,53 | vf |
| 2,17 | vf | 1,771 | 1 | 1,50 | vf |

*Condiții de zăcămînt.* Meta-tyuyamunitul a fost găsit împreună cu carnotitul în gresiile și calcarele unor zăcăminte uranifere din S.U.A. (Colorado). Atît tyuyamunitul cît și meta-tyuyamunitul se găsesc asociate cu carnotitul, atunci cînd roca gazdă este constituită din gresii, sau calcare cu ciment de calcit. Frecvent meta-tyuyamunitul apare în calcarele Todilto asociat cu tyuyamunit, carnotit, corvusit și rauvit.

Mineralizații cu meta-tyuyamunit se întîlnesc și în formațiunile Wasatch (eocenă) și Sundance-Wyoming (jurasică), ca și în unele calcare și cuarțite permiene din Arizona, unde se află în asociație cu carnotit și uranophan.

Se mai găsește de asemenea în flancul de nord-vest al Munților Karatau — R. S. S. Cazahă, localizat în șisturi negre de vîrstă cambriană, pe faliile și fisurile din aceste șisturi, în asociație cu torbernitul.

Meta-tyuyamunit a mai fost identificat în Maroc (Assaikaidji, Sidy-Ayad) și în gresiile argiloase din zona Bourdet, Des Sèvres.

O varietate de meta-tyuyamunit a fost descoperită de Chirvinsky (1925) în zăcămîntul Tyuya-Muyun — U.R.S.S., sub formă de cristale prismatice. Are clivaj prismatic, slab evidențiat. Culoarea brună și luciul adamantin. În lumină naturală este galben-verzui, mai închis decît tyuyamunitul. Are birefringența mai mare de 0,02—0,2025.

**Sengierit** — $Cu_2[(OH)_2 \mid (UO_2)_2 \mid V_2O_8]\ 6\ H_2O$. Mineralul a fost descoperit de J. P. Vaes și P. Kerr (1949) și poartă numele lui Edgar Sengier. După ce a fost cunoscut în Zair, mineralul a fost semnalat și în Maroc (Argana-Bigoudine).

Analiza calitativă arată prezența elementelor majore: $V_2O_5$, $UO_3$, Cu și $H_2O$ și a unor cantități de Fe provenit din hidratarea oxizilor

acestui metal: $CuO = 14,55-14,82\%$; $UO_3 = 47,45-52,33\%$; $(Fe, Al)_2O_3 = 1,43\%$; $V_2O_5 = 15,96-16,64\%$; $H_2O = 15,77-16,48\%$.

Analizele spectrale au demonstrat că Cu, V și U sînt principalele elemente componente, iar prezența K, Ca, Mg și $(PO_4)$ nu a putut fi dovedită prin analize chimice calitative.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul monoclinic, avînd următorii parametri: $a_0 = 10,62$; $b_0 = 8,10$; $c_0 = 10,11$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,311 : 1 : 1,248$; $\beta = 103°40'$.

Sengieritul din Zair se prezintă sub formă de mici lamele aplatizate (001), cu contururi hexagonale, în timp ce mineralul din Maroc se prezintă doar în cruste și mase pulverulente, formate din solzi foarte mici și forme nedefinite.

Mineralului din Zair îi sînt caracteristice formele (001), (111), (010). Celelalte forme (331), și (441) par dubioase.

*Proprietăți fizice.* Are clivaj perfect după (001). Luciul este sticlos, sau adamantin. Este transparent, iar culoarea variază de la verde-gălbui la verde deschis. Duritatea 2,5, greutatea specifică $\approx 4$.

Mineralul din Maroc are culoarea galbenă, slab verzuie, luciul pămîntos, ușor satinat la agregatele microcristaline. Densitatea lui oscilează de la 3,9—4,1, iar diagrama în raze X este asemănătoare cu cea a mineralului din Katanga.

Sengieritul este singurul mineral de uraniu bine definit în ceea ce privește conținuturile de U și V, ca elemente componente principale. Prin indicii de refracție uneori se deosebește de torbernit, meta-torbernit și alte minerale verzi de uraniu.

*Proprietăți optice.* Mineralul este biax negativ cu $2V = 37°-39°$, iar dispersia puternică $r < V$. Vaes și Kerr au stabilit valoarea indicilor de refracție: $n_p = 1,77$; $n_m = 1,94$; $n_g = 1,97$; $n_g - n_p = 0,20$.

Pleocroismul: după $n_p$ = verde albăstrui; după $n_m$ = verde oliv, iar după $n_g$ = verde gălbui.

Intervalele de difracție a razelor X evidențiază linii roentgenografice pentru sengierit mult mai asemănătoare cu ale tyuyamunitului decît cu ale meta-tyuyamunitului.

*Condiții de zăcămînt.* Sengieritul a fost descoperit în regiunea Lubumbashi din Zair, localizat pe fisurile unor șisturi epimetamorfice de vîrstă precambriană, unde este asociat cu oxizi de Fe, Co, Ni, volborthit, mai puțin malachit, garnierit, chrisocol, wandenbrandeit, pechblendă și kasolit. Uraninitul și pechblenda sînt depuse de-a lungul faliilor sub formă de lentile, fiind probabil sursa principală din care s-a depus sengieritul.

În Maroc, a fost întîlnit sengierit în asociație cu oxizi de fer, dioptaz și cuprosklodowskit. Aici este semnificativă asociația U—Cu—V,

în timp ce în zăcămintele din America (Utah, Colorado) parageneza este constituită din U—K—V (carnotit), sau U—V—Ca (tyuyamunit).

În Niger (Agadess), sengieritul a fost identificat în paragenză cu uranotil, cuprit și malachit.

**Vanuranylit** — $(H_3O)_2[(UO_2)_2 \mid V_2O_8]4H_2O$. A fost descris de Buryanova et al. (1965). Cristalizează în sistemul monoclinic și are următorii parametri: $a_0 = 10{,}49$ ; $b_0 = 8{,}37$ ; $c_0 = 6{,}5$ ; $\beta = 90°$.

**Ferghanit** — $LiH[(UO_2)_4 \mid (OH)_4 \mid (VO_4)_2]2H_2O$. A fost denumit astfel de Antipov (1908) după numele regiunii Ferghana-Turkestan (U.R.S.S.). Mineralul este un vanadat de U, care poate conține și Li ca element de bază. Analizele efectuate au arătat următoarele conținuturi: $U_3O_8 = 77\%$ ; $V_2O_5 = 17{,}60\%$ ; $LiO_2 = 1{,}22—3{,}49\%$ ; $H_2O = 10{,}75\%$. Dacă la suma celor trei elemente se adaugă și conținutul de $LiO_2$ (1,22%) rezultat din analiza probei apare o eroare de calcul, deoarece totalul depășește 100% (106,57%).

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul rombic. A fost găsit sub formă de solzi aplatizați după (001) cu contur hexagonal și unghiuri interioare de 106° și 127°.

*Proprietăți fizice.* Are clivaj perfect (001) și bun după (100). Culoarea este galbenă de sulf. Duritatea $\approx 2{,}5$ ; Greutatea specifică 3,31.

*Proprietăți optice.* Ferghanitul este un mineral transparent, optic biax cu 2V mare și $x = c$ ; $y = b$ ; $z = a$. Indicii de refracție ca și birefringența sînt mici.

Mineralul seamănă foarte mult cu tyuyamunitul, meta-tyuyamunitul și carnotitul.

*Condiții de zăcămînt.* Ferghanitul se găsește în asociație cu alte minerale de uraniu la Tyuya-Muyun, regiunea Ferghana-Turkestan (U.R.S.S.). Mineralul poate să reprezinte un produs de alterare a tyuyamunitului.

**Vanuralit** — $Al[OH \mid (UO_2)_2 \mid V_2O_8]8H_2O$. A fost descris de Branche et al. (1963). Cristalizează în sistemul monoclinic și are următorii parametri: $a_0 = 10{,}44$ ; $b_0 = 8{,}56$; $c_0 = 20{,}35$ — $a_0 : b_0 : c_0 = 1{,}220 : 1 : 2{,}377$; $\beta = 103°$.

**Uvanit** — $[(UO_2)_2 \mid V_6O_{17}]15H_2O$. Acest mineral secundar al cărui nume provine din asociația celor două elemente (U—V) din constituția sa, a fost descris de Hess și Schaller (1914).

Este un vanadat hidratat de U, a cărui formulă chimică nu este prea sigură.

Conținuturile cele mai importante sînt de $UO_3$, $V_2O_5$ și $H_2O$, însă alături de acestea s-au mai evidențiat și alte elemente ca Mg, K, P, As, etc.

Uvanitul este insolubil în $H_2O$, însă este solubil în soluție de carbonat de amoniu.

*Proprietăți cristalografice.* Probabil cristalizează în sistemul rombic. Formează mase, sau aglomerări de cristale foarte mici.

*Proprietăți fizice.* Are culoare galben-negricioasă. Prezintă două clivaje de tip pinacoidal.

*Proprietăți optice.* Este un material biax pozitiv cu $2V = 52°$. Prezintă următorii indici de refracție: $n_p = 1{,}817$; $n_m = 1{,}879$; $n_g = 2{,}057$; $n_g - n_p = 0{,}24$. Sub microscop, uvanitul are culoare slab brună. Seamănă cu rauvitul. Datele referitoare la intervalele de difracție a razelor X fiind oarecum diferite pot folosi în diagnosticarea celor două minerale:

| d(Å) | I | d(Å) | I | d(Å) | I |
|---|---|---|---|---|---|
| 5,9 | 6 | 5,9 | 5 | 5,79 | 6 |
| 4,6 | 4 | 5,3 | 4 | 4,60 | 7 |
| 3,3 | 2 | 3,39 | 2 | 3,34 | 2 |
| 2,94 | 10 | 2,96 | 10 | 2,94 | 10 |
| 2,24 | 8 | 2,24 | 5 | 2,21 | 4 |
| 1,71 | 9 | 1,71 | 8 | 1,701 | 6 |
| 1,637 | 4 | 1,64 | 1 | 1,626 | 1 |
| 1,484 | 7 | 1,49 | 4 | 1,475 | 3 |
| 1,356 | 2 | | | | |
| 1,288 | 3 | | | | |
| 1,180 | 1 | | | | |
| 1,119 | 4 | | | | |

*Condiții de zăcământ.* Unicul zăcământ în care s-a semnalat prezența uvanitului este Temple Rock, situat la 45 mile sud-vest de Green River, (Utah), unde este asociat cu carnotit, rauvit, hewettit, hialit și gips în gresiile asfaltice ale orizontului Shinarump.

**Rauvit** — $Ca[(UO_2)_2 | V_{10}O_{22}] \cdot 16H_2O$. Este un mineral uranifer denumit după simbolurile elementelor chimice Ra, U și V din compoziția sa (Hess, 1922, 1924). Probabil că rauvitul, ca mineral uranifer este un produs al reacției mineralelor primare de uraniu cu oxizii de vanadiu cu mică valență, sau se poate forma și prin transformări ale tyuyamunitului (Week, Thompson, 1954).

Este un vanadat hidratat de U și Ca, a cărui formulă chimică nu este suficient de sigură. Conține: $CaO = 2{,}7-2{,}72$; $UO_3 = 27{,}72-28{,}1\%$; $V_2O_4 = 2{,}8-8{,}04\%$; $V_2O_5 = 44{,}06-29\%$; $H_2O = 17{,}46-17{,}5\%$. Această incertitudine rezultă și din analizele chimice efectuate pe minereu din Arizona (Sherwood, 1954).

*Proprietăți cristalografice.* Mineralul este constituit din mase compacte, cruste botroidale, sau lamele subțiri. Sistemul cristalografic este încă necunoscut.

*Proprietăți fizice.* Are culoare neagră-albăstruie sau roșiatică. În pulbere, culoarea devine oliv pînă la brun-gălbuie. Luciul este adamantin, pînă la galben de ceară. Greutatea specifică 2,92. Nu este fluorescent în lumină ultravioletă.

*Proprietăți optice.* Rauvitul este biax negativ. Cristalele cu dimensiuni relativ mari au $n_m = 1{,}89-1{,}95$ și birefringența mare.

Sub microscop mineralul apare sub forma unor cristale foarte mici cu indici de refracție medii (1,88).

Are următoarele linii roentgenografice:

| $d$(Å) | $I$ | $d$(Å) | $I$ | $d$(Å) | $I$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 10,70 | 10 | 2,95 | 5 | 1,979 | 1 |
| 5,84 | 1 | 2,62 | 3 | 1,832 | 1 |
| 3,87 | 2 | 2,32 | 1 | 1,714 | 1 |
| 3,49 | 4 | 2,10 | 1 | 1,543 | 1 |

*Condiții de zăcămînt.* Rauvitul a fost găsit ca impregnații în gresiile orizontului Shinarum din statul Utah unde este asociat cu carnotit, uranit, hewettit, gips etc. precum și în statele Arizona, Dakota de Sud și Colorado (S.U.A.).

**Francevillit** — $(Ba, Pb)[(UO_2)_2 | V_2O_8] \cdot 5H_2O$. Mineralul a fost descoperit în Gabon și poartă numele orașului Franceville. Acest mineral formează mineralizația principală a zăcămîntului.

Francevillitul este ușor solubil în acid azotic (20%). Are următoarea compoziție chimică: $UO_3 = 55{,}50\%$; $V_2O_5 = 17{,}80\%$; $BaO = 10{,}10\%$; $PbO = 7{,}40\%$; $H_2O = 8{,}70\%$. Raportul $BaO : PbO = 1 : 1$. Toate probele analizate au avut acest raport constant. Totuși este posibil să existe francevillit plumbifer cu un raport $BaO : PbO$ superior cifrei 1, însă diferit de 2 : 1. Aceasta ar conduce la existența unei serii continue între francevillitul tipic $Ba[(UO_2)_2 | (VO_4)_2]nH_2O$ și un vanadat hidratat de uraniu și plumb: $Pb(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot nH_2O$, în care „$n$" poate fi egal cu 5 în ambele cazuri.

Prezența celor 5 molecule de apă indică faptul că probele analizate corespund fazei meta, aceasta fiind în acord cu valoarea slabă a lui „$d$" (001), identificată prin analize roentgenografice: $d(001) = 8{,}30$ Å.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul rombic și are următorii parametri: $a_0 = 10{,}63$; $b_0 = 8{,}36$; $c_0 = 16{,}96$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1{,}272 : 1 : 2{,}029$.

*Proprietăți fizice.* Are clivaj perfect după (001) cu unghiurile $a$ și $b$ de 104° și respectiv 76°. Se menționează prezența fețelor (111) destul de constante și mai rar apar fețele (100) și (010).

Culoarea este galben de lămîie. Uneori la cristalele mari se observă o nuanță galbenă deschisă de chihlimbar. Nu este fluorescent. Duritatea 3. Greutatea specifică 4,55.

*Proprietăți optice.* Francevillitul este un mineral biax negativ cu următorii indici de refracție:

Francevillit tipic cu Pb

$n_p = 1{,}750 - 1785$

$n_m = 1{,}910 - 1952$

$n_g = 1{,}945 - 2002$

$2V$ (calculat) $= 45° \pm 2°$

Cristalele sînt pleocroice cu $n_p$ = incolor, $n_m$ și $n_g$ = galben.

Diagrama în raze X arată o perfectă analogie cu diagrama tyuyamunitului, spectrele fiind similare pentru ambele specii (cu Pb și fără Pb).

| d(Å) | I | d(Å) | I | d(Å) | I |
|---|---|---|---|---|---|
| 8,30 | 10 | 2,32 | 1 | 1,60 | 1 |
| 5,16 | 3 | 2,22 | 1 | 1,55 | 1 |
| 4,17 | 6 | 2,10 | 5 | 1,493 | 2 |
| 3,76 | 3 | 2,01 | 4 | 1,482 | 1 |
| 3,51 | 1 | 1,96 | 2 | 1,432 | 1 |
| 3,27 | 4 | 1,86 | 3 | 1,326 | 1 |
| 3,21 | 3 | 1,81 | 1 | 1,142 | 1 |
| 2,98 | 8 | 1,76 | 1 | 1,075 | 1 |
| 2,76 | 2 | 1,72 | 1 | 1,043 | 1 |
| 2,57 | 6 | 1,67 | 1 | 1,032 | 1 |
| 2,44 | 1 | 1,64 | 1 | | |

*Condiții de zăcămînt.* Francevillitul a fost identificat în Gabon (zăcămîntul Mounana) depus sub formă de impregnații în gresii, pe pereții fisurilor și ca mici filonașe. Se găsește în parageneză cu corvusit, melano-vanadit, wulfenit și pirită.

În Franța a fost semnalat la Saint Pierre în Cantal și în Vosges. În ultima vreme se menționează prezența acestui mineral și la Agadess în Niger, unde este vorba despre un francevillit cu conținut de Pb.

## I.6. ARSENIAȚI

**Walpurgit** — $[(BiO)_4 \mid UO_2 \mid (As_2O_4)_2]3H_2O$. A fost identificat pe filonul Walpurgis din Schneeberg, de unde i-a fost dată și denumirea de walpurgit (Weisbach, 1877).

Mineralul este un arseniat hidratat de U și Bi.

*Proprietăți cristalografice.* Walpurgitul cristalizează în sistemul triclinic. H. T. Evans (1950), pe baza unui studiu în raze X, a stabilit dimensiunile celulei interne ale acestui mineral: $a_0 = 7{,}13$; $b_0 = 10{,}44$; $c_0 = 5{,}49$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}638 : 1 : 0{,}525$; $Z = 1$; $\alpha = 101°40'$; $\beta = 110°49'$; $\gamma = 88°17'$.

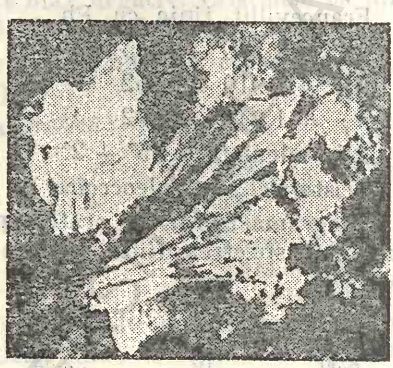


Fig. I.28. Walpurgit. Agregat de cristale aplatizate. (200 X).

Formele obișnuite sînt: (010), (110) și (111).

Cristalele de walpurgit sînt în mod obișnuit alungite paralel cu (001) și aplatizate paralel cu (010). Prezintă macle după (011). Cele maclate seamănă foarte mult cu cristalele de gips. Walpurgitul se prezintă de asemenea în agregate subparalele sau radiale (fig. I.28).

*Proprietăți fizice.* Culoarea cristalelor este galbenă ca ceara, sau galben-pal, conține impurități sub formă de incluziuni, care conferă mineralului opacități locale, creînd incertitudini în determinarea proprietăților chimice, fizice și optice ale mineralului.

În lumina naturală este incolor, pînă la galben slab.

Cristalele sînt transparente, sau translucide, cu luciu adamantin pînă la gras. Are clivaj perfect după (010). Duritatea 3,5. Greutatea specifică (calculată): 6,69. Mary E. Mrose stabilește greutatea specifică de 5,95, iar Weisbach a găsit valoarea de 5,76.

*Proprietăți optice.* Walpurgitul este biax pozitiv și are următorii indici de refracție:

| Jachimov | | Schneeberg | |
|---|---|---|---|
| $n_p$ | $= 1{,}90$; | $n_p$ | $= 1{,}871$; |
| $n_m$ | $= 2{,}00$; | $n_m$ | $= 1{,}975$; |
| $n_g$ | $= 2{,}05$; | $n_g$ | $= 2{,}005$; |
| $n_g - n_p$ | $= 0{,}15$; | $n_g - n_p$ | $= 0{,}134$; |
| $c : n_g$ | $= 12°$. | | |

Este deosebit de alți arseniați de uraniu prin indicii de refracție relativ mari și prin greutatea sa specifică. Cristalele de walpurgit sînt zonate, probabil ca urmare a variațiilor raportului de As : P. Forma acestor cristale este caracteristică.

*Condiții de zăcămînt.* Walpurgitul a fost găsit inițial împreună cu trögerit, zeunerit, meta-zeunerit, torbernit, uranospinit și uranosphaerit, pe filonul Walpurgit din mina Weisser Hirch, Neustädtel din Schneeberg-Saxonia. A mai fost semnalat de asemenea, la Jachimov — Cehoslovacia.

**Hallimondit** — $Pb_2[UO_2 \mid (AsO_4)_2]$. A fost descris de Walenta și Wimmenauer (1961). Cristalizează în sistemul triclinic și are următori parametri : $a_0 = 7{,}12$ ; $b_0 = 10{,}47$ ; $c_0 = 6{,}84$ ; $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}680 : 1 : 0{,}653$ ; $\alpha = 100°34'$ ; $\beta = 94°48'$ ; $\gamma = 91°16'$.

**Novačekit** — $Mg[UO_2 \mid AsO_4]_2 \cdot 10H_2O$. Mineralul a fost descoperit la Schneeberg și studiat de Gonyer (1940) și de C. Frondel (1951). El formează, probabil, o serie completă pînă la termenul fosfatat, care este saléeitul.

Este un arseniat hidratat de U și Mg, care formează termenul extrem al unei serii cu substituție reciprocă de As și P. Aceasta poate începe cu arseniatul pur și merge pînă la termenul mediu, al cărui raport As : P = 1 : 1. Termenul de novačekit se atribuie, de obicei, seriei în care As > P, iar denumirea de saléeit pentru termeni cu P > As.

După Gonyer (1949), novačekitul de la Schneeberg are următoarea compoziție chimică : MgO 3,41 ; $UO_2$ 59,74 ; $P_2O_5$ 6,87 ; $As_2O_5$ 11,23 ; $H_2O$ 17,02.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul pătratic, avînd următoarele dimensiuni de rețea : $a_0 = 7{,}16$ ; $c_0 = 20{,}19$.

Mineralul de la Schneeberg se prezintă sub formă de lamele clivabile. Plăcuțele sînt asociate în agregate lamelare, aproape paralele. Un termen intermediar între acestea, în care raportul As : P = 1, apare sub forma unor cristale tabulare după (001), cu colțuri rotunjite.

Cristalele de novačekit sînt adesea asociate cu nuclee de zeunerit.

*Proprietăți fizice.* Are culoare galbenă slab, pînă la galbenă de lămîie. Prezintă clivaj bazal perfect. Luciul este puțin ceros. Duritatea 2,5. Greutatea specifică 3,6.

*Proprietăți optice.* Este un mineral uniax negativ, uneori cu biaxialitate avînd $2V = 0°-15°$. Are următorii indici de refracție : $\varepsilon = 1{,}620$ ; $\omega = 1{,}637$.

*Condiții de zăcămînt.* Primele studii pe novačekit s-au făcut pe material din regiunea Schneeberg — Saxonia.

În Franța acest mineral a fost identificat într-un zăcămînt localizat în depozite de vîrstă permiană (l'Herault-Mas-Alary-Lodève). Cristale excelente de novačekit depuse pe löllingit masiv au fost semnalate în Maroc (zăcămîntul Bou-Azzer).

În R.F.G. s-au semnalat cristale de novačekit în munții Pădurea Neagră și în Heubachtal.

**Meta-novačekit** — $Mg[UO_2 \mid AsO_4]_2 \cdot 4H_2O$. Cristalizează în sistemul pătratic și are următorii parametri: $a_0 = 7.12$; $c_0 = 8,60$; $c_0/a_0 = 1,209$.

**Kahlerit** — $Fe[UO_2 \mid AsO_4]_2 \cdot 12H_2O$. H. Meixner (1953) l-a denumit kahlerit după numele geologului austriac F. Kahler. După acest autor, kahleritul este echivalentul arseniat al bassetitului. De fapt el este un arseniat hidratat de U și $Fe^2$, care face parte mai degrabă din grupa torbernitului complet hidratat, decît din grupa meta-torbernitului hidratat, deși gradul de hidratare nu este complet stabilit.

*Proprietăți cristalografice.* Kahleritul cristalizează în sistemul patratic și are următorii parametri: $a_0 = 14,30$; $c_0 = 21,97$; $c_0/a_0 = 1,536$.

Apare sub formă de cristale pătratice, subțiri, aplatizate după (001), cu formele (111), (021), (012), (011), (010).

*Proprietăți fizice.* Are culoare galben de lămîie, pînă la verde-gălbuie. Prezintă clivaj perfect (001). Nu este fluorescent în lumină ultravioletă.

*Proprietăți optice.* Kahleritul este un mineral uniax optic negativ și în mod anormal este biax cu $2V = 9-33°$. Are următorii indici de refracție: $\varepsilon = 1,632$; $\omega = 1,634$.

*Condiții de zăcămînt.* Kahleritul este un mineral secundar găsit în zona de oxidație a zăcămîntului de fier Hüttenberg, Carinthia — Austria, unde este asociat cu arsenosiderit, scorodit și alți arseniați, ce se formează prin oxidarea mineralelor primare de uraniu, asociate cu löllingit și bismut nativ.

Mineralul este cunoscut de mult în această localitate sub denumirea de autunit. În 1958 a fost semnalat pe haldele cu minereu de la mina Sophia, districtul Wittichen (Pădurea Neagră) de K. Walenta, unde constituie o veritabilă curiozitate mineralogică.

Kahleritul seamănă cu bassetitul și autunitul, de care poate fi deosebit numai prin analize chimice.

**Meta-kahlerit** — $Fe[UO_2 \mid AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$. A fost descris de Walenta (1958). Cristalizează în sistemul pătratic și are următorii parametri: $a_0 = 7,15$; $c_0 = 8,62$.

**Zeunerit** — $Cu[(UO_2)_2 \mid AsO_4]_2 \cdot 10-16\ H_2O$.

**Meta-zeunerit** — $Cu[UO_2 | AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$.

Acest mineral poartă numele lui G. A. Zeuner. A fost descris de Weisbach (1872, 1873) în zăcămîntul de uraniu de la Schneeberg, indicînd că materialul analizat conţine $8\ H_2O$, ceea ce demonstrează prezenţa unui meta-hidrat. În acelaşi zăcămînt au fost identificate ulterior cristale complet hidratate, arătînd astfel că şi mineralul analizat de Weisbach era mai degrabă un produs de deshidratare decît un meta-hidrat. Aproape toate speciile analizate s-au dovedit a fi meta-zeunerit, aparţinînd grupei meta-torbernitului.

W. E. Heinrich (1958), pe baza unui complex de analize, propune înlocuirea denumirii de zeunerit cu meta-zeunerit, dovedind că mineralul original, în ceea ce priveşte structura mineralogică şi conţinutul de $H_2O$, corespunde cu un hidrat (meta I), din grupa autunitului.

Pe cale sintetică s-au obţinut trei specii de zeunerit:

— Zeunerit cu conţinut de 10—16% $H_2O$;

— Zeunerit cu conţinut de 5—8% $H_2O$, corespunzînd meta-zeuneritului natural (Guillemin, 1956);

— Zeunerit cu 2,5% $H_2O$ (Frondel, 1956).

După aceste caracteristici, mineralul este asemănător cu autunitul şi torbernitul.

Zeunerit natural complet hidratat a fost găsit în unul din zăcămintele uranifere din Saxonia (Berman, 1957). În acest material, conţinutul de $UO_3$ era de 56%. În general, se constată existenţa unei serii de minerale intermediare între autunit şi torbernit. Există termeni intermediari ai unei serii meta-zeunerit, metachalcolit, în care As înlocuieşte P (în zăcămîntul Saint-Priest la Prugne, Franţa).

Zeunerit cu 10—16% $H_2O$ nu a fost întîlnit pînă acum în natură. Aşa cum s-a arătat, există doar un produs sintetic, al cărui indice de refracţie mediu variază de la 1,602 la 1,610.

Analiza chimică, executată de C. Guillemin pe zeunerit din Franţa (La Garrone) şi pe un material sintetic, a arătat următoarele conţinuturi: $UO_3 = 50—56\%$; $As_2O_5 = 21—23\%$; $CuO = 6{,}8—7{,}7\%$; $H_2O = 14—22\%$.

Reacţiile chimice ale As sînt singurele care permit o oarecare diferenţiere a zeuneritului de chalcolit.

*Proprietăţi cristalografice.* Zeuneritul cristalizează în sistemul patratic bipiramidal, avînd următorii parametri: $a_0 = 7{,}18$; $c_0 = 21{,}06$; $c_0/a_0 = 2{,}933$.

Cristalele apar sub forma unor lame subţiri (001) similare cu chalcolitul. Apar de asemenea ca piramide pătratice ascuţite. Celelalte forme după (001) sînt mari şi striate pe orizontală. Habitusul micaceu, tabular, subţire este tipul obişnuit din zăcămîntul la Garonne (Franţa).

Formează asociații cu trögeritul și uranospinitul.

*Proprietăți fizice.* Are clivaj perfect după (001) și distinct după (100). Spărtură neregulată. Culoarea verde ca iarba pînă la verde de smarald. Luciul sticlos și sidefos după (001). Nu este fluorescent în raze ultraviolete. Duritatea 2—2,5. Greutatea specifică 3,64.

*Proprietăți optice.* Zeuneritul seamănă foarte bine cu meta-zeuneritul, torbernitul și alte minerale din seria torbernit-meta-torbernit. El are indici de refracție mai mari decît ai torbernitului complet hidratat și mai mici decît ai meta-zeuneritului : $\omega = 1{,}643$ ; $\varepsilon = 1{,}623$ ; $\omega - \varepsilon = 0{,}020$.

În secțiuni subțiri, este verde deschis.

Liniile roentgenografice pentru cele două specii minerale sînt următoarele :

*Zeunerit*
Hérault-Franța
(G. Branche — B. Marignot)

| *d*(Å) | *I* | *d*(Å) | *I* |
|---|---|---|---|
| 10,37 | 10 | 1,867 | 2 |
| 6,79 | 5 | 1,792 | 5 |
| 5,20 | 5 | 1,701 | 1 |
| 4,98 | 6 | 1,649 | 1 |
| 4,54 | 2 | 1,605 | 4 |
| 3,59 | 10 | 1,586 | 1 |
| 3,38 | 6 | 1,563 | 1 |
| 3,17 | 3 | 1,535 | 4 |
| 2,94 | 4 | 1,431 | 3 |
| 2,74 | 3 | 1,379 | 2 |
| 2,53 | 4 | 1,360 | 2 |
| 2,45 | 4 | 1,312 | 1 |
| 2,31 | 1 | 1,274 | 1 |
| 2,26 | 4 | 1,245 | 1 |
| 2,19 | 3 | 1,167 | 1 |
| 2,07 | 5 | 1,137 | 1 |
| 1,922 | 5 | | |

*Meta-zeunerit*
Le Temple — Franța
(G. Branche — B. Marignot)

| *d*(Å) | *I* | *d*(Å) | *I* |
|---|---|---|---|
| 8,73 | 10 | 2,09 | 5 |
| 5,53 | 7 | 2,01 | 5 |
| 5,07 | 7 | 1,929 | 1 |
| 4,40 | 6 | 1,862 | 1 |
| 3,69 | 10 | 1,796 | 3 |
| 3,57 | 9 | 1,753 | 1 |
| 3,34 | 8 | 1,654 | 3 |
| 3,01 | 6 | 1,607 | 2 |
| 2,71 | 3 | 1,570 | 5 |
| 2,58 | 4 | 1,432 | 2 |
| 2,52 | 4 | 1,407 | 1 |
| 2,43 | 3 | 1,384 | 4 |
| 2,30 | 2 | 1,358 | 1 |
| 2,26 | 2 | 1,330 | 1 |
| 2,19 | 4 | 1,176 | 2 |
| 2,15 | 2 | 1,163 | 2 |

*Condiții de zăcămînt.* Zeuneritul este un mineral secundar de uraniu, care se formează în zona de oxidație a acestor mineralizații. Se găsește în asociații cu alte minerale cu conținut de As (eritrină, enargit, etc.).

Zeunerit complet hidratat a fost identificat de R. Berman la Schneeberg și M. E. Thompson (1954) în mina Dexter din San Rafael Swell-Utah. S-a găsit de asemenea la Jachimov și la St. Anton în apropiere de Schwarzwald ; în Wheal — Gorland, Cornwall ; în Franța (Var — mina Garonne, Haut-Rhin-Kruth, Le Temple, aproape de Marsac de Livradois și Hérault, zăcămîntul Rabèjac).

Roubault et al. (1960) au identificat zeunerit pe unele eşantioane recoltate de J. Sarcia din Algeria, masivul Hoggar.

În S.U.A. (Utah) s-a găsit zeunerit în asociaţie cu arseniaţi de Cu secundari sau cu thorbernit într-un stock riolitic din Nevada. A fost identificat de asemenea pe unele filoane cu pechblendă din Montana, Platoul Colorado, Utah.

Zeunerit în cantitate mai mare s-a găsit în Alaska, localizat într-un zăcămînt de contact metamorfic, în asociaţie cu hematit, siderit, pirotină, calcopirită, arsenopirită, fluorină şi scheelit. În aceeaşi zonă se menţionează şi prezenţa unui meta-zeunerit fosfatic dezvoltat în părţile oxidate ale minereului, format prin procese de metasomatoză. În Canada s-a găsit zeunerit în zona de oxidaţie a zăcămîntului de uraniu Nicolson 1, unde este asociat cu uranophan, kasolit şi cuprosklodowskit.

**Uranospinit** — $Ca[UO_2 \mid AsO_4]_2 \cdot 10H_2O$. Mineralul aparţine grupei autunitului şi a fost descris de Weisbach (1873) în zăcămîntul Weisser Hirsch din Schneeberg. Este o raritate mineralogică şi n-a fost semnalat pînă acum decît în două zăcăminte.

Este un arseniat hidratat de Ca şi $U^{+6}$ ($UO_3 = 59\%$). Se cunosc compuşi sintetici cu compoziţie similară în care Ca este înlocuit cu $H_2O$, Na sau $(NH_4)_2$. Guillemin (1956) a descris asemenea compuşi sintetici cu 10—16 molecule de $H_2O$. Nu este sigur dacă uranospinitul natural aparţine grupei meta-torbernitului complet hidratat, sau meta-I hidraţilor din grupa meta-torbernitului. Cantitatea de $H_2O$ calculată pe mineral original din Schneeberg este de cca 10 $H_2O$, în timp ce la două analize pe material sintetic este numai de 8 $H_2O$, din care se ştie sigur că una din aceste analize reprezintă meta-I hidratul (meta-uranospinitul).

Conţinutul de $H_2O$ şi proprietăţile optice variază în funcţie de temperatură şi gradul de umiditate a aerului, asemănător autunitului şi chalcolitului.

Uranospinitul este solubil în acizi. După Frondel (1954) raportul As : P = 2 : 1.

*Proprietăţi cristalografice.* Pe baza caracterului său optic biaxial, uranospinitul a fost considerat ca aparţinînd sistemului de cristalizare rombic. Goldschmidt (1889), pe baza materialului sintetic oferit de Winkler, îl consideră uniax şi tot Goldschmidt (1923) încadrează uranospinitul în sistemul de cristalizare pătratic. Are următorii parametri: $a_0 = 7{,}15$ ; $c_0 = 20{,}61$ ; $c_0 : a_0$.

Prezintă următoarele feţe : (001), (015), (011), (021).

*Proprietăţi fizice.* Are un clivaj bazal perfect (001) micaceu şi altul distinct după (100). Culoarea este asemănătoare cu a autunitului, prezentînd nuanţe de galben ca lămîia, pînă la galben închis.

Este fluorescent în lumină ultravioletă, observîndu-se culori galbene-verzui. Luciul este sidefos după (001) şi sticlos în celelalte direcţii. Duritatea 2;5. Greutatea specifică 3,45.

*Proprietăţi optice.* După Goldschmidt (1899) şi Larsen (1921), uranospinitul, în mod obişnuit, este biax negativ şi uneori uniax negativ. Mineralul artificial este uniax. În mineralul biax, $x = c$, cu dispersia moderată $r > v$.

Cristalele de uranospinit sînt adesea zonate, avînd atît caracteristici uniaxe, cît şi biaxe: $n_p = 1{,}560$ (aproape incolor); $n_m = 1{,}582$ (galben slab); $n_g = 1{,}587$ (galben slab); $2V = 46°$.

În natură, uranospinitul este uşor confundabil cu alte minerale galbene de tipul autunitului, meta-autunitului, torbernitului, meta-torbernitului şi novačekitului. Cel mai sigur poate fi determinat prin interpretarea în comun a analizelor chimice pentru Ca şi As, a constantelor optice şi a intervalelor de difracţie a razelor X:

*Condiţii de zăcămînt.* Uranospinitul este un mineral secundar de uraniu, foarte rar. Iniţial a fost găsit împreună cu zeunerit, uranocircit, trögerit şi walpurgit în zăcămîntul Weisser Hirsch din Schneeberg. A fost semnalat de Butler (1913) în apropiere de Pahreah Utah (S.U.A.), iar recent a mai fost găsit pe haldele minei Sophia Wittichen. Împreună cu novačekit a fost găsit în Maroc (Bou-Azzer) şi în Argentina (mina Solitaria), ca produs de alterare a uraninitului, asociat cu nichelina (George, 1919).

Uranospinit a fost semnalat şi la mina Radium Hill, Mount Painter — Australia de Sud (Whittle, 1954).

**Uranospinit sodic** — $Na_2[UO_2 \mid AsO_4]_2 \cdot nH_2O$.

**Meta-uranospinit sodic** — $Na_2[UO_2 \mid AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$.

Noul arseniat de U şi Na a fost descoperit de Kipchenova et al. (1957).

Uranospinitul de Na este uşor solubil în acizi diluaţi (HCl, $HNO_3$, $H_2SO_4$) şi soluţii carbonatice. Analizele chimice efectuate au stabilit următoarele conţinuturi: $UO_3 = 58{,}29$; $P_2O_5 = 1{,}65$; $As_2O_5 = 20{,}84$; $SiO_2 = 2{,}39$; $Na_2O = 3{,}91$; $CaO = 1{,}87$; $Al_2O_3 = 0{,}91$; $Fe_2O_3 = 0{,}57$; $H_2O^+ = 3{,}49$; $H_2O^- = 6{,}00$.

Mineralul face parte din seria uranospinitului în care o parte din CaO este înlocuită prin $Na_2O$ şi o mică fracţiune din $As_2O_5$ este de asemenea înlocuită de $P_2O_5$.

*Proprietăţi cristalografice.* Uranospinitul de Na cristalizează în sistemul pătratic şi are următorii parametri: $a_0 = 7{,}18$; $c_0 = 21{,}92$; $c_0 : a_0 = 3{,}053$.

Apare în cristale tabulare alungite şi subţiri, măsurînd uneori 1,5—2 cm lungime. Anumite cristale reprezintă pseudomorfoze după

meta-zeunerit. Meta-zeuneritul netransformat ocupă adesea partea centrală a cristalului de culoare verde pe cale de evoluție. Cristalele alungite sînt asâmblate în formă de agregate sau foarte îndințate (textură reticulară).

*Proprietăți fizice.* Are un clivaj perfect după (001) și altele două vizibile după (010) și (100). Culoarea variază de la galben-verde la galben slab. Luciul este vitros și sidefos pe fețele de clivaj.

Are fluorescență puternică, verde, ca și pentru autunit. Duritatea 2,5. Greutatea specifică 3,846.

*Proprietăți optice.* Este un mineral uniax negativ cu unghiul axelor optice foarte mic. Are următorii indici de refracție:
$\varepsilon = 1{,}56$; $\omega = 1{,}586$; $\omega - \varepsilon = 0{,}026 \pm$.
Are următoarele linii roentgenografice:

| | | |
|---|---|---|
| 10,66 f | 3,29 FFF | 1,93 mf |
| 9,41 mf | 2,98 mF | 1,83 FFF |
| 8,48 FF | 2,67 mF | 1,80 f |
| | 2,51 m | 1,63 F |
| 5,45 mF | 2,41 mF | 1,56 mF |
| 3,68 FF | 1,98 F | 1,45 |

*Condiții de zăcământ.* Uranospinitul se găsește în zona de oxidație a zăcămintelor de pechblendă și sulfuri din porfire filsitice și tufuri brecifiate, cu conținut maxim de 7% Na. Este asociat cu scorodit, mansfieldit, meta-zeunerit, trögerit cu arseno-siderit și alte minerale secundare de uraniu și arsen.

**Kirchheimerit** — $Co[UO_2 \mid AsO_4]_2 \cdot nH_2O$. Cristalizează în sistemul patratic și are următorii parametri: $a_0 = 14{,}29$; $c = 21{,}92$; $c_0 : a_0 = 1{,}534$.

**Meta-kirchheimerit** — $Co[UO_2 \mid AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$. Mineralul a fost studiat pentru prima dată pe minereuri din Pădurea Neagră (K. Walenta, 1958). Analizele chimice efectuate au evidențiat prezența U, Co și As ca elemente constitutive principale, a Fe ca impurități și a Ni sub formă de urme.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul patratic și se prezintă sub formă de cruste și mase constituite din agregate de cristale tabulare foarte mici, patratice, cu dimensiuni de circa 50 microni.

*Proprietăți fizice.* Are clivaj perfect după (001) și clar după (100). Culoarea roză pal. Luciul sidefos pe fețele clivajului bazal. Duritatea 2—2,2. Greutatea specifică 3,33.

*Proprietăți optice.* Meta-kirchheimeritul este uniax pînă la slab biax negativ, cu $2V = 20°$. Sub microscop, culoarea cristalelor este galbenă-verzuie, aproape incoloră. În agregatele groase, culoarea devine puternic roșie.

Are următorii indici de refracție : $\varepsilon = 1{,}617$ ; $\omega = 1{,}644$

Structura meta-kirchheimeritului este foarte asemănătoare cu structura meta-kahleritului.

*Condiții de zăcămînt.* Kirchheimeritul a fost identificat în R.F.G — Pădurea Neagră, pe haldele minei Sophia, unde parageneza bogată de CO-Ni-Bi-Ag-U a permis formarea acestui mineral secundar de uraniu. Alături de acesta a fost semnalată prezența unor minerale ca meta-zeuneritul, novačekitul, kahleritul și uranospinitul, localizate în produșii de alterare ai pechblendei.

**Heinrichit** — $Ba[UO_2 \mid AsO_4]_2 \cdot 10-12\, H_2O$. Acest mineral a fost studiat mai întîi de von Kirchheimer (1951) și apoi de Bülteman (1954), care i-a dat denumirea de „**sandbergerit**". Același mineral a fost studiat în S.U.A. de Corey, Gross și Mitchell. Toți aceștia au hotărît ulterior ca mineralul să poarte denumirea de *heinrichit*.

Analiza chimică efectuată a stabilit prezența U, Ba, As și P. Materialul analizat justifică formula chimică menționată, cu 8 $H_2O$ pentru meta-sandbergerit sau heinrichit și cu 10 $H_2O$ pentru sandbergerit.

*Proprietăți cristalografice.* Heinrichitul apare sub forma unor cristale tabulare, patratice, foarte mici sau de forma unor rigle.

*Proprietăți fizice.* Are culoare verde-gălbuie. Uneori cristalele sale sînt translucide pînă la transparențe. Are un clivaj bazal perfect după (100) și bun după (010). Luciul este sidefos pe fețele de clivaj (001). Este puternic strălucitor în lumină ultravioletă. Duritatea 2,5. Greutatea specifică 3,9—4,0.

*Proprietăți optice.* Este un mineral uniax negativ și are următorii indici de refracție : $\varepsilon = 1{,}623$ ; $\omega = 1{,}623$.

În ceea ce privește intervalele de difracție a razelor X se constată o mare asemănare între liniile roentgenografice ale metasandbergeritului și heinrichitului. Există de asemenea și o concordanță între structurile celor două minerale :

| Meta-sandbergerit | Meta-sandbergerit | Heinrichit | Heinrichit |
|---|---|---|---|
| 8,68 FF | 2,96 f | 9,82 F | 2,20 m |
| 5,46 FFF | 2,41 mf | 8,64 m | 1,65 m |
| 4,36 FFF | 2,22 m | 4,83 f | 1,46 F |
| 3,71 FF | 2,02 m | 4,04 m | 1,12 mf |
| 3,53 m | 1,67 m | 3,68 F | |
| 3,27 mF | | 2,36 f | |

*Condiții de zăcămînt.* În R.F.G. (mina Sophia), mineralul mai des întîlnit pe halde este varietatea meta, care apare sub formă de cruste și agregate, ale căror cristale nu depășesc 0,05 mm.

În U.R.S.S., heinrichitul este cunoscut sub numele de *„arsenurancircit* și a fost întîlnit pe un filon cu pechblendă și molibdenit, asociat cu meta-zeunerit și bariu-uranotil.

A fost semnalat și în S.U.A.

**Meta-heinrichit** — $Ba[UO_2 \mid AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$. A fost descris de Gross et al. (1958). Cristalizează în sistemul patratic și are următorii parametri: $a_0 = 7{,}07$; $c_0 = 17{,}74$; $c_0/a_0 = 2 \times 1{,}255$.

**Trögerit** — $(H_3O)_2[UO_2 \mid AsO_4]_2 \cdot 6H_2O$.

sau

$$\left\{ \begin{array}{l} [(UO_2)_{0,82}\, Bi_{0,18}\, (AsO_4)_{0,92}\, (PO_4)_{0,08}]\, \frac{0.82}{2,00} \\ [(UO_2)_{0,54} Pb_{0,07} Ca_{0,11}\, Mg_{0,06}\, H_3O_{8,08}]\, \frac{1.64}{xH_2O} \end{array} \right\}$$

Este un mineral secundar de uraniu, foarte rar, descris inițial de Weisbach (1871) pe eșantioane recoltate de pe filonul Walpurgis-Weisser Hirsch din Schneeberg-Saxonia.

Trögeritul este un arseniat hidratat de uraniu, în care $U^{6+}$ participă în proporție de 64—65%. Are unele proprietăți similare cu torbernitul și meta-torbernitul. Pe baza unor analize eronate, acest mineral a fost uneori greșit interpretat, atribuindu-i-se formula $H_2(As_2O_4)_2(UO_2)_2 \cdot 10\, H_2O$. Această formulă corespunde unui mineral sintetic, echivalent cu autunitul, care conține hidrogen, denumit hidrogen-autunit: $H_2(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8\, H_2O$:

*Proprietăți cristalografice.* Trögeritul cristalizează în sistemul patratic și are următorii parametri: $a_0 = 7{,}16$; $c_0 = 8{,}80$; $c_0 : a_0 = 1{,}23$.

Fețele comune observate sînt: (001), (010), (120), (012), (011), (021), (111), și mult mai rar (032), (331).

Se prezintă sub forma unor cristale tabulare subțiri. Fețele lor sînt adesea dezvoltate disimetric, simulînd astfel o simetrie monoclinică. Fețele (001) sînt inegale și disperate, iar celelalte sînt mici și striate orizontal. Frecvent formează agregate subparalele.

*Proprietăți fizice.* Are clivaj perfect după (001) micaceu, altul distinct după (100) și, probabil, după (011). Culoarea este galbenă, ca lămîia. Luciul sidefos. Duritatea 2,5.

*Proprietăți optice.* Este un mineral uniax. Uneori prezintă o ușoară biaxialitate $r > v$ moderat.

Goldschmidt (1899) și Larsen (1921) au determinat următoarele constante optice:

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| ε | 1,585 | 1,580 | 1,600 | 1,485 | 1,584 |
| ω | 1,630 | 1,624 | 1,630 | 1,623 | 1,612 |
| 2V | foarte mic | 0° | 0°—40° | 20° | 0° |

Pleocroism după $\varepsilon$ = aproape incolor, iar după $\omega$ = galben-lămîie.

Trögeritul se aseamănă foarte bine cu uranospinitul, novacekitul şi alte minerale galbene de uraniu din grupa torbernit-metatorbernit. Totuşi poate să fie deosebit cu ajutorul analizelor chimice, care stabilesc prezenţa As şi absenţa Ca, Mg, Al sau alţi cationi din formula generală a mineralului. În acelaşi scop pot fi folosite şi analizele în raze X.

Pe baza proprietăţilor optice, trögeritul poate fi uşor deosebit de celelalte minerale înrudite — autunit, meta-autunit, salèeit, şi sabugalit — dar poate fi tot atît de bine confundat cu novacekitul şi alte minerale din cadrul grupei.

*Condiţii de zăcămînt.* Trögeritul a fost găsit iniţial ca mineral secundar, asociat cu meta-zeunerit şi walpurgit de pe filonul Walpurgis, mina Weisser Hirsch şi în mina Daniel zona Schneeberg.

A mai fost semnalat în asociaţie cu uraninit în districtul minier Bald Mountains din Dakota (SUA) (Dana, 1892).

**Abernathyit** — $K_2[UO_2 \mid AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$. Mineralul poartă numele lui Jess Abernathy din Moab, Utah (SUA). Se întîlneşte în conglomeratele formaţiunii Shinarump, în gresiile cu ciment piritos şi bituminos, care în părţile exterioare conţin minerale ca: meta-zeunerit, blendă, arsen nativ, realgar, auripigment, jarosit, pitticit. Această specie minerală a fost studiată de M. E. Thompson, B. Ingram şi E. B. Gross (1956) pe eşantioane provenite din gresii bituminoase din Utah (S.U.A.).

Abernathyitul este un arseniat hidratat de U şi K, în care P înlocuieşte foarte uşor As. O analiză efectuată de B. Ingram pe 25 mg de substanţă minerală a indicat următoarele conţinuturi: $K_2O = 9{,}5\%$; $UO_3 = 57{,}5\%$; $As_2O_5 = 21{,}6\%$; $P_2O_5 = 1{,}5\%$; $H_2O^+ = 9{,}9\%$; $H_2O^- = 4{,}6\%$.

Se pare că este un sinonim al uranospinitului, dar cu conţinut de K (Thompson et al., 1956).

*Proprietăţi cristalografice.* Cristalizează în sistemul patratic cu următorii parametrii: $a_0 = 7{,}17$; $c_0 = 9{,}08$; $c_0 : a_0 = 1{,}266$; $Z = 1$.

Abernathyitul apare sub formă de cristale tabulare subţiri, sau groase cu feţe (001) şi (110) predominante.

*Proprietăţi fizice.* Prezintă clivaj bazal perfect. Are culoare galbenă transparentă. Luciul sticlos. Duritatea 2—3. Greutatea specifică (calculată) 3,74.

*Proprietăţi optice.* Este un mineral uniax negativ, uneori uşor biax şi pleocroic.

Indici de refracţie: $\varepsilon = 1{,}570$; $\omega = 1{,}597$; indicii de refracţie şi 2V variază în funcţie de conţinutul de $H_2O$.

Abernathyitul poate fi identificat ca membru al grupei metatorbernitului prin diagrama de difracție a razelor X:

| d(Å) | I | d(Å) | I | d(Å) | I | d(Å) | I |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 9,14 | 10 | 1,879 | 3 | 3,02 | 5 | 1,482 | 3 |
| 5,65 | 7 | 1,855 | 1 | 2,72 | 6 | 1,458 | 3 |
| 5,11 | 4 | 1,822 | 5 | 2,61 | 5 | 1,421 | 6 |
| 4,58 | 4 | 1,797 | 3 | 2,54 | 3 | 1,372 | 3 |
| 4,43 | 4 | 1,780 | 3 | 2,45 | 5 | 1,359 | 1 |
| 3,84 | 8 | 1,712 | 6 | 2,32 | 3 | 1,300 | 1 |
| 3,59 | 7 | 1,667 | 3 | 2,28 | 6 | 1,280 | 5 |
| 3,34 | 8 | 1,625 | 3 | 2,21 | 6 | 1,261 | 4 |
| 3,59 | 7 | 1,606 | 6 | 2,17 | 2 | 1,240 | 1 |
| 3,34 | 8 | 1,482 | 3 | 2,12 | 6 | 1,212 | 1 |
| 3,16 | 1 | 1,514 | 3 | 2,07 | 6 | 1,206 | 3 |
| | | | | 1,948 | 6 | 1,198 | 3 |
| | | | | 1,919 | 1 | 1,187 | 1 |

Prin analize roentgenografice pot fi identificați și alți membri ai aceleiași grupe, însă confirmarea trebuie făcută și cu ajutorul analizelor chimice pentru K și As. Proprietățile optice nu sînt caracteristice pentru acest mineral.

*Condiții de zăcămînt.* Abernathyitul este un mineral secundar. A fost găsit pe fisurile unor gresii, asociat cu scorodit în mina Fuemrol din Utah, unde se exploatează uraniu și vanadiu din gresiile asfaltice. Este un mineral destul de rar.

**Arsenuranylit** — $Ca[(OU_2)_4|(OH)_4|(AsO_4)_2]\cdot 6H_2O$. Mineralul corespunde varietății arsenifere a fosforulului. A fost găsit în anul 1958 în cadrul unui zăcămînt bogat în arsenuri din U.R.S.S. L. E. Novorosova și V. I. Litenkova au efectuat o analiză chimică determinînd următoarele conținuturi: $UO_3 = 68{,}64\%$; $CaO = 3{,}48\%$; $As_2O_5 = 16{,}68\%$; $H_2O^+ = 2{,}12\%$; $H_2O^- = 7{,}03\%$.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul rombic cu următorii parametri: $a_0 = 15{,}40$; $b_0 = 17{,}40$; $c_0 = 13{,}77$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}885 : 1 : 0{,}793$.

Arsenuranylitul se aseamănă foarte mult cu agregatele solzoase de fosfuranylit, însă culoarea sa are o tentă portocalie.

*Proprietăți optice.* Este un mineral biax cu următorii indici de refracție: $n_p = 1{,}738$; $n_m = 1{,}761$; $n_g = 1{,}778$; $n_g - n_p = 0{,}043$.

Liniile roentgenografice reprezentative sînt comparabile cu ale fosfuranylitului și renarditului, ceea ce demonstrează că arsenuranylitul aparține aceleeași grupe.

*Condiții de zăcămînt.* Arsenuranylitul a fost întîlnit în URSS, într-un depozit caracterizat prin asocierea arseniului cu unele minerale secundare de uraniu (meta-zeunerit, uranospinit, paraschoepit).

**Hügelit** — $Pb_2[(UO_3)_2 \mid (OH)_4 \mid (AsO_4)_2] \cdot 3H_2O$. A fost descris de Dürrfeld (1913). Cristalizează în sistemul monoclinic și are următorii parametri: $a : b : c = 0{,}490 : 1 : 0{,}384$; $\beta = 119°43'$.

## I.7. FOSFAȚI

**Torbernit** — $Cu[UO_2 \mid PO_4]_2 \cdot 8 - 12H_2O$. Mineralul poartă numele chimistului suedez Torber Bergam. Cînd Klaproth a demonstrat prezența uraniului în mineral s-au adoptat denumirile de „uranglimmer" și „uranphylit", după conținutul în U și structura caracteristică micelor. La rîndul lor, acestea au fost înlocuite cu numele de *torberit* și apoi *torbernit*.

Klaproth a considerat cuprul din torbernit ca un pigment neesențial și a constatat totodată lipsa aceluiași element din autunit. Autunitul a fost considerat pînă în anul 1819 ca o specie de torbenit, sau chalcitit, cînd Berzelius a demonstrat că acesta conține Ca în loc de Cu ca element component principal.

Torbernitul este un fosfat hidratat de Cu și U. Tratat într-un exicator sau ușor încălzit în aer trece cu ușurință în meta-torbernit.

Arseniul poate înlocui fosforul în cantități mici, totuși există varietăți care prin compoziția lor sînt intermediare între meta-torbernit și meta-zeunerit. Pb în cantități mici înlocuiește Cu. Au fost determinate cantități mici pînă la urme slabe de Na, Ba, Ca, Mg, Mn, Mo, Te, Fe, Si. Vanadiul este prezent ca $VO_4$, înlocuitor al lui $PO_4$. Torbernitul din Zair conține Te și Mo.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul patratic. Dimensiunile celulei elementare determinate pe material sintetic și natural sînt următoarele: $a_0 = 7{,}025$; $c_0 = 20{,}63$; $a_0 : c_0 = 1 : 2{,}93$ sau $a_0 = 7{,}06$; $c_0 = 20{,}50$; $a_0 : c_0 = 1 : 2{,}904$.

Ca și pentru alți membri ai grupei torbernit-metatorbernit au existat discuții asupra simetriei acestui mineral. Datele morfologice și analizele în raze X arată că el cristalizează în sistemul patratic, însă proprietățile optice conduc la ideea că torbernitul ar cristaliza în sistemul monoclinic sau rombic.

Cristalele de torbernit, în mod obișnuit, sînt tabulare, subțiri pînă la groase; rareori apar și în habitusuri piramidale terminate după fețe mici (001) (fig. I.29). Fețele laterale sînt striate, mate și nu pot fi măsurate. Cristalele sînt grupate subparalel, ușor divergent; uneori apare și sub formă de cruste. Mai puțin frecvent se găsesc ca agregate lamelare sau solzoase. S-a întîlnit, de asemenea, ca impregnații fin grăunțoase în gresii.

Torbernitul a fost găsit în conerești paralele cu autunit, uranospilit, bassetit și meta-zeunerit, formînd învelișuri unul în jurul celuilalt.

*Proprietăți fizice.* Clivează perfect după (001); culoarea lui este verde în diferite nuanțe. Este transparent la translucid. Luciul vitros

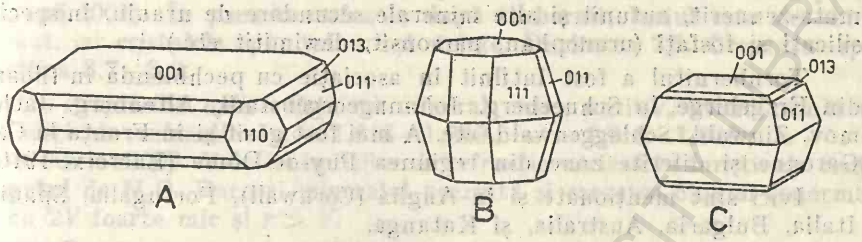



Fig. I.29. Torbernit: *A* — fețe (001), (110), (011), (013); *B* — fețe (001), (111), (011); *C* — fețe (001), (011), (013).

pînă la mat. Aparent nu este fluorescent sau este foarte puțin fluorescent în lumina ultravioletă. Duritatea sa e de 2—2,5. Greutatea specifică 3,22. Valorile mai mari menționate în literatură se pot referi la meta-torbernit (3,4—3,6.)

*Proprietăți optice.* Are următorii indici de refracție: $\varepsilon = 1{,}582$; $\omega = 1{,}592$; $\omega - \varepsilon = 0{,}010$. După $\omega$ este galben verzui, iar după $\varepsilon$ este verde pal, sau albastru pal.

La temperaturi obișnuite, torbernitul conține $12H_2O$. Limita superioară de hidratare s-ar părea că nu depășește 16 $H_2O$, fiind asemănător cu zeuneritul sintetic. Încălzit la 75°C și saturat cu $H_2O$ mineralul pierde 4 $H_2O$ și trece în metatorbernit (8 $H_2O$). Această trecere este aparent ireversibilă și ambele faze pot coexista pe perioade lungi. Metatorbernitul trece într-o fază rombică (metatorbernit II), atunci cînd este încălzit în aer la 130°C, sau dacă este supus unui agent de uscare la 100°C, poate chiar mai puțin (Hallimond, 1916).

Torbernitul nu poate fi deosebit după aspect de meta-torbernit, zeunerit și meta-zeunerit. El are indici de refracție mai mici decît ai acestor specii, iar diagrama sa de difracție a razelor X este caracteristică:

| *d*(Å) | *I* | *d*(Å) | *I* | *d*(Å) | *I* | *d*(Å) | *I* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 10,3 | 10 | 3,58 | 9 | 2,67 | 1 | 2,21 | 3 |
| 6,61 | 4 | 3,51 | 8 | 2,48 | 1 | 2,158 | 2 |
| 5,18 | 3 | 3,10 | 1 | 2,41 | 2 | 2,040 | 3 |
| 4,94 | 9 | 2,90 | 3 | 2,37 | 1 | 1,917 | 1 |
| 4,48 | 4 | 2,85 | 2 | 2,32 | 1 | 1,873 | 1 |
| 3,67 | 4 | 2,73 | 1 | 2,24 | 1 | | |

Atît torbernitul cît şi ceilalţi termeni de culoare verde din grupa sa seamănă oarecum cu calcophyllitul.

*Condiţii de zăcămînt.* Torbernitul este un mineral secundar frecvent în zona de alterare superficială a filoanelor cu uraninit, pechblendă, calcopirită sau alte minerale cu conţinut de Cu. Sursa fosfatului ($PO_4$) nu este încă cerută. Mineralul se găseşte în asociaţie cu meta-torbernit, meta-zeunerit, autunit şi alte minerale secundare de uraniu, în special silicaţi şi fosfaţi (uranophan, parsonsit, dewindtit etc.).

Tornbernitul a fost întîlnit în asociaţie cu pechblendă în filoane din Erzgebirge, la Schneeberg, Johanngeorgenstadt, Altenberg, Jachimov, Zinwald, Schlaggenwald, etc. A mai fost găsit şi în Franţa la Cap Garonne şi diferite zone din regiunea Puy-de-Dôme (Lacroix, 1910).

Iviri sînt menţionate şi în Anglia (Cornwall), Portugalia, Spania, Italia, Bulgaria, Australia, şi Katanga.

În S.U.A., se găseşte torbernit în zăcămintele de Cu-U din Platoul Colorado, localizat în zona de oxidaţie a acestor zăcăminte (statele de vest) şi ca produs de alterare a uraninitului din pegmatite. S-a întîlnit de asemenea, în argile refractare din Missouri (meta-torbernit).

În Australia există indicii că torbernitul poate fi un mineral primar de temperatură joasă (Stillwell, Edwards, 1954).

**Meta-torbernit** — $Cu[UO_2 \mid PO_4]_2 \cdot 8H_2O$. Mineralul a mai fost denumit torbernit sau cu alte denumiri sinonime (meta-kupferuranit, meta-torbernit I, meta-chalcolit etc.), înainte ca Rinne (1901) şi Hallimond (1916) să-şi dea seama că acesta reprezintă, de fapt, o fază de transformare a torbernitului.

Meta-torbernitul este un fosfat hidratat de Cu şi U în care moleculele de $H_2O$ variază de la 4 la 8, în funcţie de temperatură şi umiditate.

În diagnosticarea meta-torbernitului există un mare coeficient de incertitudine, deoarece este greu de spus dacă mineralul identificat ca meta-torbernit s-a format direct în natură sau este un produs de deshidratare care a luat naştere în colecţie sau locuri de depozitare, sub acţiunea aerului liber.

Este un mineral uşor solubil în acizi.

*Proprietăţi cristalografice.* Meta-torbernitul cristalizează în sistemul patratic. Dimensiunile celulei sale elementare sînt următoarele:

$a_0 = 6{,}98$; $c_0 = 17{,}41$; $c_0 : a_0 = 1 : 1{,}239$.

A fost găsit sub forma unor lamele subţiri aplatizate după (001). În mod obişnuit se prezintă ca agregate sub formă de mănunchi sau agregate de cristale concrescute subparalel şi curbate neregulat sau în rozete. Apare şi ca agregate lamelare.

Meta-torbernitul se formează prin deshidratarea torbernitului. Astfel, cristalele identificate ca fiind meta-torbernit nu sînt altceva decît pseudomorfoze după torbernit.

*Proprietăți fizice.* Are clivaj perfect după (001); culoarea este verde-deschisă, pînă la verde-închisă. Este transparent pînă la translucid. Nu este fluorescent. Luciul este sticlos pînă la subadamantin, perlat după (001). În pseudomorfozele după torbernit, luciul este de obicei mat, iar cristalele apar tulburi și striate. Duritatea 2,5. Greutatea specifică 3,7—3,8.

*Proprietăți optice.* Este un mineral uniax pozitiv, avînd următorii indici de refracție: $\varepsilon = 1{,}618—1{,}649$; $\omega = 1{,}619—1{,}649$; $\omega - \varepsilon = 000 — 0003$. Valorile indicilor de refracție variază în funcție de conținutul de $H_2O$. Rareori mineralul prezintă și caracter biaxial (anormal) cu $2V$ foarte mic și $r > V$.

După aspect, meta-torbernitul se deosebește foarte greu de torbernit sau meta-zeunerit. Torbernitul are însă indici de refracție mai mici și intervalele de difracție a razelor X diferite:

| d(Å) | I | d(Å) | I | d(Å) | I | d(Å) | I |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 8,66 | 9 | 2,05 | 3 | 1,310 | 2 | 0,982 | 2 |
| 6,57 | 1 | 1,981 | 3 | 1,261 | 1 | 0,964 | 1 |
| 5,42 | 6 | 1,888 | 1 | 1,227 | 1 | 0,945 | 2 |
| 4,96 | 5 | 1,837 | 2 | 1,217 | 1 | 0,928 | 2 |
| 4,32 | 5 | 1,808 | 1 | 1,207 | 1 | 0,919 | 1 |
| 3,86 | 1 | 1,771 | 2 | 1,195 | 1 | 0,910 | 1 |
| 3,69 | 10 | 1,750 | 1 | 1,181 | 1 | 0,897 | 2 |
| 3,51 | 7 | 1,730 | 1 | 1,159 | 2 | 0,883 | 1 |
| 3,24 | 8 | 1,630 | 3 | 1,151 | 2 | 0,867 | 1 |
| 2,94 | 3 | 1,608 | 1 | 1,109 | 1 | 0,855 | 1 |
| 2,64 | 4 | 1,580 | 2 | 1,094 | 1 | 0,842 | 2 |
| 2,53 | 3 | 1,549 | 4 | 1,083 | 1 | 0,832 | 1 |
| 2,47 | 1 | 1,459 | 1 | 1,070 | 2 | 0,830 | 1 |
| 2,37 | 2 | 1,441 | 2 | 1,057 | 1 | 0,820 | 1 |
| 2,25 | 1 | 1,384 | 2 | 1,044 | 1 | 0,807 | 1 |
| 2,20 | 2 | 1,360 | 3 | 1,035 | 1 | 0,792 | 1 |
| 2,16 | 3 | 1,331 | 2 | 1,022 | 2 | 0,788 | 2 |
| 2,12 | 2 | | | 1,004 | 1 | 0,787 | 1 |

* Mina Gunnis Lake — Cornwall

Valorile liniilor roentgenografice reprezentative ale meta-torbernitului sînt asemănătoare în special cu ale zeunerităului, deși acesta are indicii de refracție mai mari și conține As în loc de P.

*Condiții de zăcămînt.* Meta-torbernitul este un mineral secundar de uraniu obișnuit, găsindu-se frecvent ca produs de oxidare a pechblendei din pegmatite și filoane hidrotermale. În mod deosebit poate fi

întîlnit în aflorimentele mineralizațiilor cu sulfuri de cupru. Se crede că provine din soluții supergene, însă a fost găsit și în zăcăminte de tip hipogen.

Zăcăminte pegmatitice cu meta-torbernit se întîlnesc în S.U.A. (Connecticut-Haddam Neck, în mina Hallifield Carolina de Nord), iar cu meta-autunit în Barnesville (statul Georgia) și foarte puțin în Black-Hills. Tot din S.U.A. sînt de menționat zăcămintele din Platoul Colorado localizate în gresii cu meta-zeunerit, chalcanthit, alunit, calcopirită și pirită, ca și filoanele cu cuarț și sulfuri din statul Idaho. În Colorado se cunoaște o concentrație similară în granite și șisturile înconjurătoare, ca și sub formă de impregnații în gnaise și amfibolite. Se mai cunosc concentrații de meta-torbernit în unele filoane cu fluorină și în filoane cu Cu-Sn dintr-un stock din Majuba-Hill, Nevada.

Meta-torbernitul este larg răspîndit în Erzgebirge, la Breitenbrunn, Neustädtel, Oberschlema, Schneeberg, Schlaggenwald, Aue, Klingenthal și Aierbach în Vogtland, la Marienband și Sf. Viti, ca și la Wölsendorf — Bavaria.

A mai fost identificat în multe zăcăminte de uraniu din Franța, Belgia, Anglia, Portugalia, Spania, România, Bulgaria, Zair, Australia și Brazilia.

**Autunit** — $Ca[UO_2 \mid PO_4]_2 \cdot 10-12\,H_2O$. Denumirea mineralului vine de la localitatea Autun din Franța de unde s-au recoltat mai multe specii de minerale uranifere, pe care Berzelius (1824) a făcut primele analize.

Denumiri sinonime: *uranit, kalk-uranit, kalkuranglimmer, lime-uranit, calco-uranit.* Autunitul a fost multă vreme confundat cu torbernitul.

Autunitul este un fosfat hidratat de U și Ca cu cantități variabile de Ba, Mg sau Al, care ar putea substitui Ca. Cantitatea de $H_2O$ poate să varieze de la 10 la 12 $H_2O$, sau poate chiar mai mult.

Analizele chimice efectuate indică următoarele conținuturi: $CaO = 6,56\%$; $MgO = 0,26\%$; $UO_3 = 58,85\%$; $P_2O_5 = 14,80\%$; $H_2O = 19,60\%$.

Este un mineral ușor solubil în acizi și foarte ușor solubil în $H_2O$. Înlocuirea ionilor de Ca cu Ba conduce la transformarea mineralului în meta-uranocircit.

J. Chervet a demonstrat existența unei serii continui ce merge de la autunit cu 10 $H_2O$ pînă la meta-uranocircit cu 8 $H_2O$. După conținutul de $H_2O$ s-au determinat și alți termeni intermediari. Prin expunerea în aer, mineralul trece în mod reversibil la meta-autunit (faza patratică cu 6,5—12,5 $H_2O$ și $a_0 = 19,78$, $c_0 = 16,92$), iar prin încălzire la cca

80° trece în mod ireversibil la meta-autunit II (faza rombică cu 0—6 $H_2O$, cu $a_0 = 6{,}99$ ; $c_0 = 8{,}44$), Beintema (1938).

Cele două specii (meta-autunit I și II) nu există în natură. Eșantioanele de autunit supuse încălzirii, sau conservate în colecții cu atmosferă uscată se transformă imediat în meta-autunit I.

*Proprietăți cristalografice.* Sistemul de cristalizare patratic. Dimensiunile celulei elementare sînt următoarele : $a_0 = 7{,}00$ ; $c_0 = 20{,}67$; $c_0 : a_0 = 1 : 2{,}95$.

Studiile în raze X au demonstrat că simetria acestor minerale este patratică, cu excepția bassetitului, iar caracterul biaxial este în funcție de cantitatea de $H_2O$ din structura lor.

Cristalele de autunit sînt de obicei subțiri pînă la groase și se aseamănă foarte mult cu cristalele de torbernit. Fețele laterale sînt frecvent striate și prezintă uneori concreșteri subparalele, trecînd în agregate în formă de evantai (fig. I.30) ; alteori se prezintă sub formă de lamele patratice (fig. I.31). Maclează după (110), formînd macle prin întrepătrunderea celor doi indivizi.

Asocierea autunitului cu chalcolitul sub forma unor cristale orientate este caracteristică zăcămintelor de uraniu din Franța. Cristalele cu habitus octaedric, patratic, au culoarea galbenă, specifică autunitului, însă centrul lor este constituit dintr-un octaedru de culoare verde, specific chalcolitului. Cînd cristalele sînt proaspete acest centru apare prin transparență. Ambele minerale au aceleași axe optice. O poziție

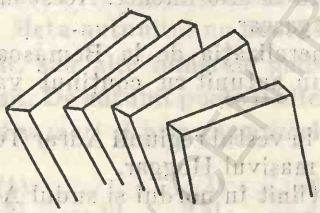


Fig. I.30. Autunit. Cristale în evantai.

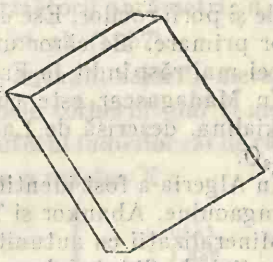


Fig. I.31. Autunit. Cristale sub formă de lamele patratice.

inversă se întîlnește mult mai rar. Centrul grupului orientat este constituit dintr-un octaedru de autunit, acoperit de chalcolit. Cînd cristalele sînt întregi este destul de greu de a deosebi autunitul. Cristalele mixte au în general o culoare mai verde decît chalcolitul.

*Proprietăți fizice.* Prezintă clivaj perfect după (001) și nedistinct după (100). Are culoare galbenă de lămîie, pînă la galben ca sulful pentru eșantioanele parțial deshidratate. În acest caz cristalele sînt slab translucide. Luciul este vitros, perlat, foarte aprins după (001).

Autunitul este fluorescent în lumină ultravioletă. Este puternic verde-gălbui. Suprafețele alterate sînt slab fluorescente. Fluorescență mai puternică apare pe suprafețele de ruptură a cristalelor. Fluorescența autunitului și chalcolitului duce uneori la unele erori în determinare. Chalcolitul este descris adesea ca fiind fluorescent, însă el practic nu este. O fluorescență verde-galbenă indică întotdeauna prezența autunitului.

Duritatea 2—2,5. Greutatea specifică 3,1—3,2, funcție de umiditatea mineralului.

*Proprietăți optice.* Sînt dependente de gradul de hidratare și conținutul de Ba. Scăderea conținutului de $H_2O$ provoacă creșterea indicilor de refracție, trecerea de la uniax la biax și dispariția fluorescenței: $n_p = 1{,}553$ ; $n_m = 1{,}575$ ; $n_g = 1{,}577$ ; $n_g - n_p = 0{,}024$ ; $(-)\,2V = 33°$ ; $r > v$. Pleocroismul este slab : după $n_p$ = incolor, iar după $n_m$ și $n_g$ = = galben-pal.

Pentru a determina autunitul și mineralele din grupa sa este suficient, să se determine culoarea, proprietățile optice, clivajul și fluorescența. Diferențierea acestui mineral de celelalte, oarecum similare, se face prin intermediul reacțiilor microchimice ale cationilor de Ca, Ba, Mg și Al.

*Condiții de zăcămînt.* Autunitul este un mineral secundar de uraniu. Se găsește, în general, sub formă de paiete diseminate în roci, tapițînd fisurile și porii rocilor. Ese un produs recent, format prin alterarea mineralelor primare, ale căror urme nu se văd în aflorimente. Acest mineral este cel mai răspîndit în Franța și Madagascar.

În Madagascar este cunoscută mineralizația de la Bemasoandro-Malakialina, descrisă de Lacroix. Este un autunit cu conținut variabil de $H_2O$.

În Algeria a fost identificat autunit în vestul regiunii Adrar Tesnou, la Timgaouine, Abankor și Tahagar din masivul Hoggar.

Mineralizații cu autunit s-au mai întîlnit în nordul și sudul Australiei, în Zair la Shinkolobwe, în Japonia, S.U.A. (Colorado, New-Hampshire), Anglia (Cornwall), Germania, Portugalia, Cehoslovacia, România, Bulgaria, URSS etc.

**Meta-autunit** — $Ca[UO_2 \mid PO_4]_2 \cdot 2{-}6\,H_2O$. Ca sinonime ale acestui mineral se folosesc și denumirile *meta-kalk-uranit* (Rinne, 1901) sau *meta-autunit I* (Beintema, 1938).

Este un fosfat hidratat de Ca și U hexavalent, în care conținutul de $H_2O$ din formula chimică a mineralului variază foarte mult, de la 2 1/2—6 1/2 molecule. Conținutul maxim poate ajunge pînă la 8 molecule de $H_2O$.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul patratic. Morfologia cristalelor este similară cu a autunitului, deoarece cristalele naturale reprezintă pseudomorfoze după acest mineral.

Dimensiunile celulei elementare stabilite pe material sintetic sînt următoarele: $a_0 = 19{,}78$; $c_0 = 16{,}92$; $c_0/a_0 = 0{,}855$. La pseudomorfoze aceste valori sînt mult mai reduse: $a_0 = 6{,}99$; $c_0 = 8{,}44$; $c_0/a_0 = 1{,}207 : Z = 1$.

*Proprietăți fizice.* Meta-autunitul are clivaj perfect după (001) și mai puțin bun după (100). Culoarea este galbenă de lămîie pînă la galben-verzuie și verde-galbenă. Translucid pînă la opac în secțiuni subțiri. Luciul este sidefos, pînă la mat. Este fluorescent în lumină ultravioletă. Are culoare verde gălbuie, însă mai puțin intensă decît la autunit. Duritatea 2—2,5. Greutatea specifică ≈ 3,57 (calculată pe mineral cu 6 1/2 $H_2O$), variabilă după conținutul în apă.

*Proprietăți optice.* Este un mineral biax negativ, avînd următorii indici de refracție: $\varepsilon = 1{,}585-1{,}600$; $\omega = 1{,}595-1{,}613$.

La încălzire în aer (cca 75°C), conținutul de $H_2O$ descreşte de la 6 1/2—2 1/3 molecule, mineralul trecînd ireversibil în meta-autunit II. Cea de-a doua formă inexistentă pe cale naturală este rombică. Conținutul de $H_2O$ al meta-autunitului II variază între 0—6 $H_2O$.

La temperatura camerei meta-autunitului I, prin hidratare, trece în autunit.

O varietate minerală din aceeași grupă este și meta-autunitul de sodiu — $Na_2[UO_2|PO_4]_2 \cdot 8H_2O$, care are următorii parametri: $a_0 = 6{,}97$; $c_0 = 8{,}69$. A fost determinat de Cernikov et al. (1957).

Meta-autunitul nu poate fi deosebit de autunit, saléeit, meta-uranocircit, sau alte minerale galbene din grupele torbernitului și meta-torbernit. De autunit poate fi diferențiat cu ajutorul indicilor săi de refracție, relativ mari și prin diagramele de difracție a razelor X:

| $d$(Å) | $I$ | $d$(Å) | $I$ | $d$(Å) | $I$ | $d$(Å) | $I$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 8,51 | 10 | 2,51 | 2 | 1,802 | 2 | 1,328 | 2 |
| 5,39 | 7 | 2,47 | 2 | 1,757 | 3 | 1,283 | 1 |
| 4,96 | 5 | 2,38 | 3 | 1,711 | 2 | 1,254 | 1 |
| 4,28 | 6 | 2,25 | 2 | 1,658 | 1 | 1,186 | 1 |
| 3,63 | 8 | 2,21 | 3 | 1,599 | 4 | 1,166 | 1 |
| 3,50 | 9 | 2,14 | 3 | 1,568 | 2 | 1,153 | 1 |
| 3,24 | 8 | 2,10 | 3 | 1,529 | 3 | 1,126 | 1 |
| 2,94 | 4 | 2,04 | 3 | 1,454 | 2 | 1,109 | 1 |
| 2,68 | 1 | 1,941 | 2 | 1,379 | 1 | 1,096 | 1 |
| 2,61 | 3 | 1,893 | 1 | 1,346 | 2 | 1,065 | 1 |

* Probă din Portugalia (Sabugal)

*Condiții de zăcământ.* Meta-autunitul format pe cale naturală nu se cunoaște deocamdată. El se găsește ca produs prin deshidratare a varietăților de autunit.

**Autunit de sodiu** — $Na_2[UO_2 \mid PO_4)_2 \cdot 10(?)H_2O$. Mineralul face parte din grupa autunitului și a fost studiat de A. A. Cernikov și M. A. Alexeeva (1958). Este ușor solubil în acizi diluați (HCl, $HNO_3$, $H_2SO_4$).

Analizele chimice efectuate au dat următoarele rezultate: $UO_3$ = = 61,9% ; $P_2O_5$ = 15,56 ; $Na_2O$ = 5,62% ; CaO = 1,2% ; $SiO_2$ = 1,6% ; $CO_2$ = 0,24% ; MgO = 0,43% ; $Al_2O_3$ = 0,32% ; $F_2O_3$ = 0,97% ; $H_2O^+$ = 4,05% ; $H_2O^-$ = 9,02%.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul patratic și are următorii parametri: $a$ = 7,04 ; $b$ = 8,46 ; $c : a$ = 1,20.

Autunitul de sodiu apare sub formă de cristale tabulare, patratice și ca stinghii subțiri.

*Proprietăți fizice.* Are clivaj perfect după (001) și mai puțin clar după (100).

Culoarea: galben de lămîie pînă la verde-gălbuie. Luciul este sidefos pe fețele de clivaj și vitros în celelalte direcții. Fluorescența este galbenă, verde, strălucitoare. Duritatea 2—2,5. Greutatea specifică 3,584.

*Proprietăți optice.* Este un mineral uniax cu anomalii de biaxialitate, cu următorii indici de refracție: $\varepsilon$ = 1,559; $\omega$ = 1,578 ; $2V$ = 0— 20°. Dacă mineralul este expus timp de două ore la temperatura de 35°—40°C, indicii de refracție cresc ($\varepsilon$ = 1,564 ; $\omega$ = 1,585).

Diagrama în raze X prezintă următoarele linii roentgenografice:

| | | | |
|---|---|---|---|
| 8,54 FFF | 3,20 FF | 4,81 mf | 2,05 m |
| | 2,91 mF | 4,23 mf | 1,67 m |
| 5,36 mF | 2,12 mF | 3,44 mF | |

Nu se cunosc date referitoare la modul de zăcământ.

**Para-autunit** — $Ca[UO_2 \mid PO_4]_2$. Cristalizează în sistemul rombic și are următorii parametri: $a_0$ = 6,46 ; $b_0$ = 6,98 ; $c_0$ = 8,67 ; $a_0 : b_0 : c_0$ = = 0,925 : 1 : 1,242.

**Meta-uranocircit** — $Ba[UO_2 \mid PO_4]_2 \cdot 8H_2O$. Weisbach (1877) l-a denumit uranocircit, denumire ce este menținută ca rezervă pentru ocurențele naturale complet hidratate, izostructurale cu torbernitul. Structura uranocircitului este întotdeauna meta, cu $8H_2O$ (produs natural).

Este un fosfat hidratat de Ba și U, în care cantități variabile de Ca înlocuiesc Ba. Acest proces de substituție a fost demonstrat de J. Chervet et al. (1952) pe o probă recoltată din zăcământul Saint-Priest-la Prugne. Analiza a arătat următoarele conținuturi: BaO = 5,80% ; CaO = 3,40% ; $UO_3$ = 58,10% ; $P_2O_5$ = 14,65% ; $H_2O$ = 17,55%.

**Proprietăţi cristalografice.** Mineralul cristalizează în sistemul patratic. Dimensiunile celulei elementare stabilite pe o probă naturală sînt următoarele : $a_0 = 6{,}96$ ; $c_0 = 8{,}53$ ; $c_0/a_0 = 1{,}225$ ; $Z = 1$.

Produsul artificial hidratat cristalizează tot patratic şi are următorii parametri : $a_0 = 6{,}96$ ; $c_0 = 17{,}57$.

Cristale de dimensiuni mai mari, măsurabile, nu au fost identificate. Se deosebesc două tipuri principale de cristale : 1) tabulare, foarte subţiri, cu secţiune patratică, atingînd 7 mm pe feţe şi 1—2 mm grosime ; 2) tabulare, mai groase (pînă la 4 mm), avînd uneori forme lenticulare şi fiind asociate în grupe de 2—3 indivizi.

Cea mai reprezentativă asociaţie de uranocircit-chalcolit s-a întîlnit în regiunea Crousille din Franţa, unde chalcolitul ocupă centrul grupului de asemenea cristale.

*Proprietăţi fizice.* Are clivaj perfect după (001). Sînt prezente şi forme de clivaj după (100), şi după (010), care sînt perpendiculare pe clivajul paperfect după (001). Luciul sticlos perlat după (001). Cristalele sînt transrente, sau translucide, galbene-verzui pînă la galbene de lămîie. Este foarte fluorescent în raze ultraviolete, asemănător cu autunitul. Duritatea 2—2,5. Greutatea specifică 3,53.

*Proprietăţi optice.* Constantele optice ale uranocircitului variază în funcţie de gradul de hidratare şi conţinutul de Ca. Este un mineral aproape uniax cu (—) $2V = 10°$, $\omega = 1{,}623$ ; $\varepsilon = 1{,}610$ ; $\omega - \varepsilon = 0{,}013$. Pleocroismul după $\omega$ = verde-gălbui, iar după $\varepsilon$ = galben-deschis.

Aparent este dificil de a deosebi uranocircitul de autunit. Este suficient însă, să se efectueze o simplă reacţie microchimică pentru a evidenţia prezenţa Ba. Astfel, pe o lamelă se pune un fragment de mineral, se introduce sub binocular şi peste mineral se toarnă 1 — 2 picături de acid azotic (1 : 1). Se lasă cîteva secunde şi mineralul începe să se dizolve, lăsînd pe lamelă o depunere de octaedri de $(NO_3)_2Ba$.

*Condiţii de zăcămînt.* Mineralizaţii cu uranocircit se cunosc în Franţa Sâone-et-Loire (zăcămîntul Le Batou), unde uranocircitul constituie singura mineralizaţie uraniferă mai importantă. Uranocircitul din acest zăcămînt este lipsit de Ca. Primul zăcămînt unde a fost recunoscut, în asociaţie cu billietit este Outeloup.

În regiunea Haute-Vienne, uranocircitul fără Ca, constituie două tipuri de mineralizare : uranocircit neasociat cu alte minerale şi uranocircit asociat cu chalcolit. Celelalte tipuri mai abundente sînt constituite din autunit cu conţinut de Ba.

În regiunea Loire (Saint-Priest-la Prugne) se întîlneşte un termen mediu al seriei : meta-uranocircit şi meta-autunit cu conţinuturi aproape echivalente de Ba şi Ca (Ba = 40% ; Ca = 60%).

Meta-uranocircit a fost găsit inițial în Saxonia la Falkenstein și la Schneeberg, apoi la Wölsendorf — Bavaria. Este semnalat de asemenea în Jugoslavia (Srdnia Gora) și în Spania, la Rosmaneira.

În regiunea Aveyron (Entraygnes) s-a găsit uranocircit sub forma meta, cu conținut foarte slab de Ca. Raportul $BaO—CaO = 5:1$. Sub aceeași formă s-a găsit și în Morbihan (Bretagne-Sud, Kersegalec-en-Lignol), ca și în regiunea Cotes-du-Nord (Buhulien-en-Lannion) diseminat în granulitul alterat al zăcămîntului.

**Brockit** — $CaTh[PO_4]_2 \cdot H_2O$. Mineralul a fost descris de Fisher și Meyrowitz (1962). Cristalizează în sistemul hexagonal, avînd următorii parametri: $a_0 = 6{,}98$; $c_0 = 6{,}40$; $c_0/a_0 = 0{,}917$.

**Ningyoit** — $CaU[PO_4]_2 \cdot 1{,}5H_2O$. A fost descris de Muto et al. (1959). Cristalizează în sistemul rombic și are următorii parametrii: $a_0 = 6{,}78$; $b_0 = 12{,}10$; $c_0 = 6{,}38$.

**Lermontovit** — $(U, Ca, Ce...)_3[PO_4] \cdot 6H_2O$. Mineralul a fost descris de Melkov (1956), Gheţeva și Savelieva (1956); Soboleva și Pudovkina (1957) și Fleischer (1958).

Cristalele sale apar sub forma unor fibre radiale și ca agregate în formă de ciorchine. Au culoare cenușie-verde. Luciul este mat-mătăsos. Greutatea specifică 4,5. Prezintă pleocroism în nuanțe verzi și brun-verzi. Indicii de refracție prezintă mari variații, chiar în aceeași probă: $n_p = 1{,}562—1{,}574$; $n_g = 1{,}702—1{,}72$. Are extincție dreaptă.

Lermontovitul a fost identificat în URSS, în zona de cimentație a zăcămintelor de tip hidrotermal.

**Parsonsit** — $Pb_2[UO_2|(PO_4)_2]$ Schoep (1923) l-a denumit astfel după numele lui A. L. Parsons. Mineralul a fost semnalat la Kasolo-Zair sub forma unor cristale foarte mici (microscopice), de culoare brună. La microscop, lamelele sale au culoare galbenă și prezintă incluziuni negricioase. Frecvent parsonsitul se găsește în asociație cu chalcolit. A mai fost identificat la Wölsendorf în Bavaria, unde cristalele sale alungite și aplatizate formează adevărate rozete. Sub forma unor cristale aciculare sau foarte aplatizate, parsonsitul a fost identificat și la mina Ruggles New-Hampshire din S.U.A. Ulterior a fost semnalat și în unele zăcăminte din Franța.

Parsonsitul este un fosfat hidratat de Pb și U, în care conținutul de $H_2O$ este discutabil. Bignand (1955) consideră că mineralul este anhidru, atribuindu-i formula: $Pb_2(UO_2)(PO_4)_2$. Analizele efectuate ulterior demonstrează totuși că mineralul deține cantități variabile de apă: $SiO_2 = 0{,}47\%$; $PbO = 48{,}92\%$; $UO_3 = 31{,}75\%$; $P_2O_5 = 15{,}92\%$; $Fe_2O_3 = 0{,}32\%$; $CaO = 0{,}42\%$; $H_2O = 2{,}10\%$.

În afară de elementele principale, analizele chimice au mai pus în evidență $Al_2O_3$ și urme de As.

*Proprietăți cristalografice.* Parsonsitul cristalizează în sistemul triclinic. Fețele comune sînt : (001), (101), (100), (010). Fața după (101) este adesea curbată din cauza superpozițiilor de fețe mai complexe.

Parsonsitul din zăcămintele de uraniu din Franța prezintă două tipuri de cristale (fig. I.32) :

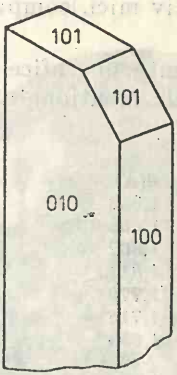



Fig. I.32. Parsonsit.

Fig. I.33. Parsonsit.

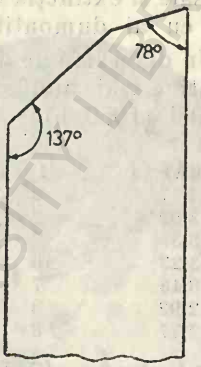



Fig. I.34. Parsonsit.

1. Cristale polisintetice alungite după axa *c*, aplatizate după fața (010) și mai rar după (100). Aceste cristale pot să aibă suprafețe de mai mulți $dm^2$ sau formează cruste cu grosimi de cca 1 cm.

2. Cristale aciculare cu forme nedefinite, reunite în încrustații fine catifelate. Mineralul se poate prezenta, de asemenea, în grupuri fibro-radiare sau mase amorfe amestecate cu pyromorfit. Unghiurile măsurate la microscop sînt reprezentate în figura I.33 și figura I.34.

Parametrul în direcția de alungire pe axa *c* este de 6,8 $\pm$ 0,1 Å.

*Proprietăți fizice.* Personsitul are clivaj slab și spărtură concoidală.

Mineralul prezintă o mare varietate de culori. Acestea variază de la galben-pal la brun-verde, mergînd spre galben-auriu, galben ca chihlimbarul închis și verde-oliv-negricios. Uneori cristalele prezintă un nucleu brun-închis, înconjurat de un înveliș galben ; cele două culori, care reprezintă două substanțe minerale diferite, nu au fost izolate pînă acum. Luciul este gras ; în mod excepțional, el poate fi și adamantin. Este un mineral translucid pînă la opac. Nu este fluorescent. Duritatea 3. Greutatea specifică medie = 5,727.

*Proprietăți optice.* Parsonsitul este biax negativ cu $c : n_g = 11°$.

După constantele optice, în zăcămintele uranifere din Franța se deosebesc două tipuri de parsonsit : unul cu cea mai mare răspîndire la care unghiul de extincție este de 18° ; altul (mai rar), cu acest unghi mai mic (11°). Are următorii indici de refracție : $n_p = 1,85$ ; $n_g = 1,86$.

Se aseamănă cu renarditul, dumontitul, dewindtitul, phosphuranylitul și kasolitul. Se deosebește totuși de acestea prin habitusul cristalelor sale și extincția oblică. Indicii de refracție relativ mici, comparabili doar cu ai dumontitului.

În diagrama de difracție a razelor X, liniile roentgenografice reprezentative corespund, sau sînt sensibil egale cu datele menționate de C. Frondel (1950 b) :

| *d*(Å) | *I* | *d*(Å) | *I* | *d*(Å) | *I* |
|---|---|---|---|---|---|
| 4,17 | 9 | 2,60 | 2 | 1,963 | 1 |
| 3,92 | 2 | 2,55 | 1 | 1,905 | 1 |
| 3,38 | 7 | 2,46 | 1 | 1,867 | 2 |
| 3,23 | 10 | 2,28 | 1 | 1,841 | 3 |
| 3,13 | 7 | 2,24 | 1 | 1,770 | 3 |
| 2,92 | 3 | 2,11 | 6 | 1,715 | 3 |
| 2,77 | 8 | 2,03 | 1 | 1,650 | 5 |

* Lachaux — (G. Branche — B. Marignot)

*Condiții de zăcămînt.* Parsonsitul a fost semnalat în Kasolo — Zair, intim asociat cu torbernit, dewindtit și kasolit, în pegmatitele Ruggles din New-Hampshire S.U.A., împreună cu autunit și phosphuranylit din apropierea cristalelor de pechblendă. Rareori s-a găsit asociat cu meta-uranocircit din geodele cu fluorină din Bavaria — Wölsendorf.

În Franța a fost identificat în mai multe zăcăminte : Lachaux, Reliez, Rophin, Gourmand, Bigay, La Faye, Bois-Noirs.

În Maroc s-a găsit parsonsit asociat cu autunit și kasolit, ca și în Africa Centrală.

**Sabugalit** — $(AlH)_{0,5}[UO_2 \mid PO_4]_2 \cdot 10H_2O$. A fost denumit de Frondel (1951 a) după districtul Sabugal din provincia Beira Alta din Portugalia, unde a fost descoperit pentru prima dată.

Este un fosfat acid hidratat de Al și U, avînd următoarele conținuturi : $CaO = 0,36\%$ ; $Al_2O_3 = 2,65-4,85\%$ ; $UO_3 = 63,10-65,22\%$ ; $P_2O_5 = 14,02-16,08\%$ ; $As_2O_5 = 2,70\%$ ; $H_2O = 14,71-16,80\%$.

Din analiza chimică se observă că o oarecare cantitate de $AsO_4$ înlocuiește $PO_4$. Sînt de asemenea prezente urme de Ca.

Sabugalitul este solubil în soluții carbonatate alcaline cu depuneri gelatinoase de $Al(OH)_3$. Este atacat de acizi chiar diluați, fără a lăsa reziduu.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul patratic. Dimensiunile celulei elementare arată următoarea structură a mineralului: $a_0 = 6{,}96$ ; $c_0 = 19{,}3$ ; $c_0 : a_0 = 1 : 2{,}773$.

Sabugalitul este izostructural cu autunitul hidratat. Se prezintă sub forma unor cruste foarte subțiri și lungi de 4—5 mm. Foarte rar

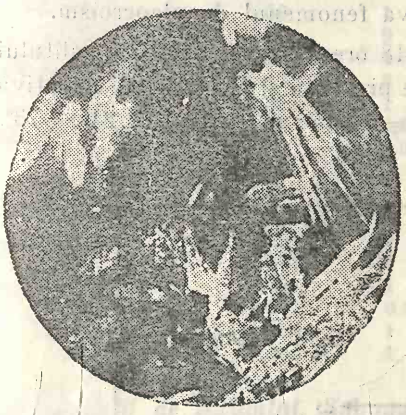


Fig. I.35. Cristale de sabugalit în egretă. Crousille-Franța (100 X)

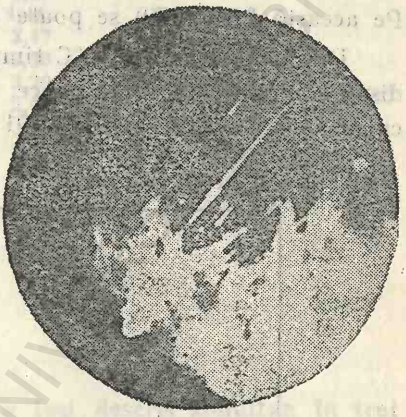


Fig. I.36. Sabugalit. Cristale pseudorombice, transparente. Margnac-Haute-Vienne-Franța

se găsesc cristale izolate în formă de tije (fig. I.35) limitate de fețe foarte strîmte.

Unele cristale prezintă o trunchiere de 45° pe fețele mici (*h, k, l*) căpătînd aspect pseudorombic (fig. I.36).

În zăcămintele de uraniu din Franța se deosebesc două tipuri de forme cristaline : cristale zimțate, fără orientare preferențială, sau jerbe de cristale cu muchii curbate ; lame destul de groase (2—3 mm), formate din cristale foarte alungite și orientate, urmînd două direcții perpendiculare una pe cealaltă (grătar).

*Proprietăți fizice.* Sabugalitul are clivaj perfect după (001) și bun după (010).

Culoarea mineralului este în funcție de starea de hidratare. Cristalele proaspete au culoare galben de lămîie și sînt translucide. Prin deshidratare, cristalele își pierd culoarea și devin cenușii. Are luciu sidefos.

Fluorescența este similară cu a autunitului. Duritatea 2—3. Greutatea specifică 3,2.

*Proprietăți optice.* Este uniax negativ, cu ε normal pe fața de clivaj (001). Indicii de refracție au următorii parametri: $\omega = 1{,}584$; $\varepsilon = 1{,}567$.

Unele cristale sînt alungite, urmărind axa *a* și au aspect striat. Pe această față (100) se poate observa fenomenul de pleocroism.

După încălzire la 150°C timp de 48 ore, fluorescența sabugalitului dispare și cristalele devin opace. Poate prezenta și biaxialitate negativă cu următorii indici: $n_p = 1{,}591$; $n_m = 1{,}605$; $n_g = 1{,}616$; $2V = 73°$.

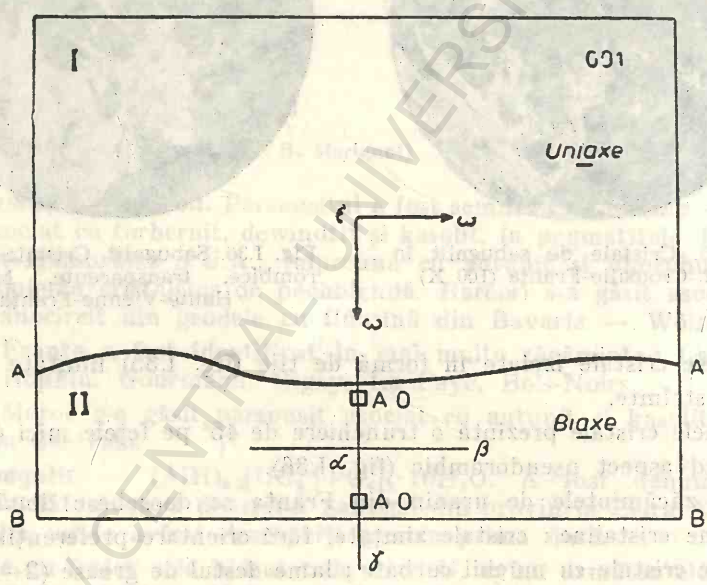



Fig. I.37. Sabugalit pe cale de deshidratare. Clivaj (001): *I* — zona centrală, fără birefringență; *II* — zona periferică, cu birefringență.

Zonele periferice ale clivajelor (001) devin biaxe, iar celelalte zone, cît și centrele cristalelor rămîn uniaxe. Măsurătorile unghiului 2V în punctele *A* și *B* indică valori de 65° și respectiv 73° (fig. I.37).

Două probe analizate în raze X arată o identitate a valorilor înregistrate :

| *Zăcământul Sabugal* (Portugalia) | | *Zăcământul Crousille* (Franța) | |
|---|---|---|---|
| *d*(Å) | *I* | *d*(Å) | *I* |
| 9,69 | 10 | 9,86 | 10 |
| 6,56 | 1 | 4,86 | 9 |
| 5,59 | 1 | 4,41 | 4 |
| 4,86 | 9 | 3,47 | 8 |
| 4,39 | 4 | 3,33 | 2 |
| 3,47 | 8 | 3,20 | 2 |
| 3,36 | 1 | 2,40 | 1 |
| 3,22 | 0,5 | ,2179 | 4 |
| 3,06 | 0,5 | 2,109 | 2 |
| 2,82 | 1 | 2,066 | 1 |
| 2,45 | 2 | 1,734 | 1 |
| 2,39 | 2 | 1,543 | 1 |
| 2,19 | 6 | | |
| 1,792 | 1 | | |
| 1,726 | 1 | | |
| 1,641 | 0,5 | | |
| 1,552 | 1 | | |
| 1,364 | 1 | | |

*Condiții de zăcământ.* Sabugalitul a fost descris simultan în trei localități din Portugalia :

1) Mina de Quarta Seirra, Sabugal, provincia Beira, unde este localizat în pegmatite cu cuarț și feldspați în parageneză cu meta-autunit, saléeit și phosphuranylit ;

2) La Kariz, provincia Minho, unde are conținuturi de As și este asociat cu meta-autunit.

3) Bendada, provincia Beira, localizat pe filoane de cuarț limonitizate, împreună cu meta-autunit și probabil, saléeit.

A fost semnalat de asemenea în S.U.A. (Utah și New Mexico), asociat cu uraninit, metatorbernit, pirită, cuarț, fluorină ; în statul Arizona sabugalitul este asociat cu meta-torbernit și alte minerale uranifere.

Acest mineral a mai fost găsit în Maroc, în localitatea Midelt și în Franța aproape de Nantes (zăcământul Savenay).

**Saléeit** — $Mg[UO_2 \mid PO_4]_2 \cdot 10H_2O$. Este considerat ca membru terminal al seriei fosfatice saléeit-novacekit ($PO_4 - AsO_4$). A fost descris pentru prima dată sub acest nume în Zair. Ulterior o substanță similară (arseniat pur) și alți cîțiva termeni de compoziție intermediară au fost descriși în zăcămintele Schneeberg, sub denumirea de *novacekit.*

Ambele minerale sînt prezentate ca alcătuind o singură serie, denumirile de saléeit şi novacekit fiind folosite pentru jumătăţile de serie cu P > As şi As > P.

Cantitatea de $UO_3$ din acest mineral este de 60—64%. Conţine şi mici cantităţi de Pb şi Al, care înlocuiesc Mg. Există, de obicei, în compoziţia sa şi o cantitate oarecare de As.

Saléeitul este un fosfat (arseniat) hidratat de Mg şi $U^{6+}$. Analiza chimică efectuată pe probe recoltate din unele zăcăminte uranifere din Franţa demonstrează prezenţa $UO_3$, $P_2O_5$, MgO şi absenţa $As_2O_5$, $Al_2O_3$, CaO şi BaO, indicînd astfel un metasaléeit. La Schneeberg, raportul As : P = 1 : 4,5. În acest caz mineralul tinde spre novacekit.

*Proprietăţi cristalografice.* Saléeitul cristalizează în sistemul patratic. Mai înainte a fost încadrat în sistemul rombic cu simetrie pseudopatratică (Thoreau, Vaes), iar Mary Rose şi Frondel l-au inclus în sistemul patratic.

Feţe observate : (001), (010), (012).

Dimensiunile celulei elementare cresc în funcţie de gradul de substituire a P cu As (Frondel, 1958) :

$a_0$ 6,98 ; 7,01 ; 7,05 ;

$c_0$ 19,81 ; 19,84 ; 19,84 ;

$c_0 : a_0$ 1 : 2,823 ; 1 : 830 ; 1 : 2,839.

Dimensiunile mai mici ale celulei elementare a salèeitului din zăcămintele de uraniu din Franţa demonstrează absenţa totală a As din structura internă a mineralului.

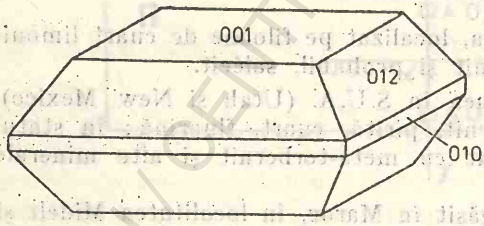



Fig. I.38. Saléeit. Octaedri patratici. Schneeberg.

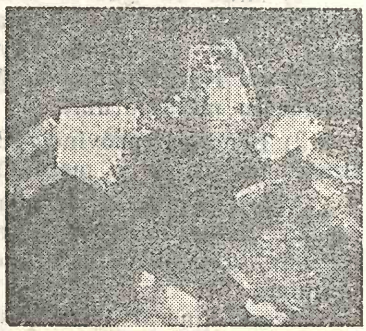


Fig. I.39. Saléeit. Agregat de cristale subţiri (120 X). Schneeberg.

Cristalele de saléeit de la Schneeberg au foarte rar dimensiuni măsurabile. Ele apar sub formă de octaedri patratici, cu feţe (001), (010), (012) — figura I.38 şi mai frecvent în mase aplatizate după (001) — figura I.39.

Saléeitul formează asociații mineralogice asemănătoare cu autunitul.

*Proprietăți fizice.* Prezintă clivaj perfect după (001) și mai rar după (010). Are culoare galbenă ca lămîia și este translucid. Pe fețele de clivaj luciul este perlat. Fluorescență asemănătoare cu a autunitului. Duritatea 2,5. Greutatea specifică 3,27.

*Proprietăți optice.* Saléeitul are extincție dreaptă și pleocroism slab, asemănător sabugalitului. Are următoarele constante optice: $\omega = 1{,}574$; $\varepsilon = 1{,}559$; $\omega - \varepsilon = 0{,}015$; dispersia $r > v$.

Diagramele de difracție a razelor X se aseamănă foarte bine cu diagramele uranospinitului și sabugalitului, mai puțin cu ale bassetitului, uranospatitului și autunitului complet hidratat. Din această cauză diagramele respective nu pot folosi ca mijloc unic de diagnosticare.

*Condiții de zăcămînt.* Saléeitul a fost inițial descris la Shinkolobwe — Zair. Ulterior a fost identificat la Sabugal — Portugalia în zona de alterare a filoanelor uranifere (Frondel, 1951), unde este asociat cu meta-autunit, sabugalit și o cantitate infimă de phosphuranylit. Saléeit asociat cu sabugalit s-a găsit și în unele zăcăminte de uraniu din Franța (Roubault, 1960).

În natură saléeitul poate fi ușor confundat cu autunitul. Este cunoscut și în zăcămintele Wayson, Rum-Jongle, Teritoriul de Nord al Australiei.

De obicei, saléeitul se găsește în zona de oxidație a zăcămintelor de uraniu cu conținuturi de arseniuri de Ni, Co și Fe. Astfel, la Shinkolobwe a fost găsit saléeit în parageneză cu torbernit și dewindtit, iar la Schneeberg a fost identificat pe filoane limonitizate cu zeunerit și uranophan. La zăcămîntul Plessis (Deux Sèvres — Franța), saléeitul se găsește împreună cu autunit și limonit.

Bassetit — $Fe[UO_2 \mid PO_4]_2 \cdot 10-12\,H_2O$. Mineralul a fost descoperit și descris ca fiind o specie de uranospathit (A.F. Hallimond, 1915). Denumirea de bassetit a fost atribuită ca urmare a poziției în care a fost identificat mineralul din mina Wheal-Basset din Cornwal. Autorul a făcut o descriere completă a acestui mineral, însă în lipsa analizelor chimice l-a considerat ca fiind autunit.

Meixner (1940) a efectuat analize chimice care au demonstrat că bassetitul este un fosfat hidratat de U și Fe. G. Branche, J. Chervet și C. Guillemin (1951) au descris în Franța (Crousille) un mineral foarte asemănător cu bassetitul, însă analizat calitativ acesta nu conține decît foarte puțin Fe.

C. Frondel (1954), pe baza unor analize efectuate pe eșantioane din colecția Harvard, a inițiat și a publicat un studiu asupra bassetitului și uranospathitului, în care a prezentat și proprietățile cristalo-

grafice şi optice ale celor două minerale. Drept urmare geologii francezi au asimilat mineralul descris în zăcămîntul Crousille ca fiind bassetit, corespunzător bassetitului descris de C. Frondel.

Bassetitul este un fosfat hidratat de $Fe^{2+}$ şi $U^{6+}$: FeO = 7,60—7,73%; CuO = 0,28%; $UO_3$ = 61,51 — 61,99%; $P_2O_5$ = 15,21 — 16,26%; $H_2O$ = 14,49—15,50%; reziduu = 0,63%.

Probele oferite de A. F. Hallimond lui C. Frondel (1954) au fost analizate spectrografic semicantitativ, constatîndu-se că Fe, U şi P sînt elementele majore esenţiale ale mineralului, identificînd totodată şi urme de Si, Mg şi Al. Materialul analizat a fost studiat şi cu ajutorul razelor X, determinînd linii roentgenografice identice cu ale bassetitului tipic.

Bassetitul este uşor solubil în acizi diluaţi. Încălzit în aer, pierde $H_2O$ şi rămîne doar o pseudomorfoză de culoare brun-roşcată închisă, cu conţinut de $Fe^{3+}$.

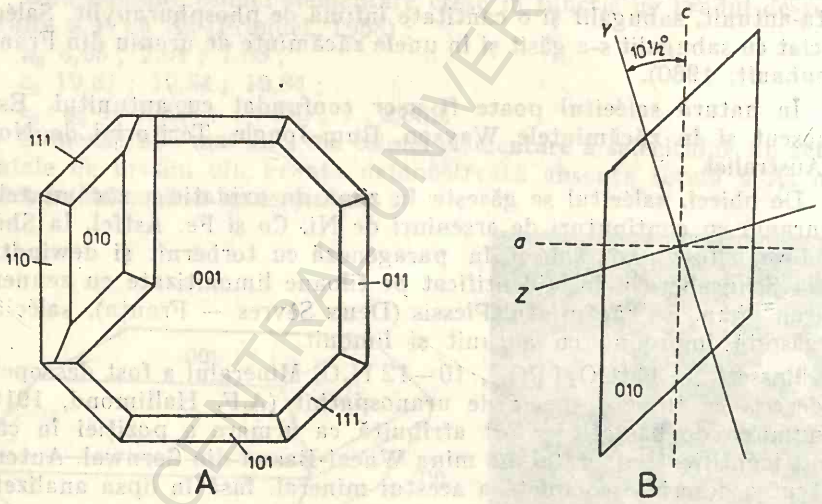



Fig. I.40. Bassetit: *A* — principalele feţe ale cristalului; *B* — orientarea optică (după Frondel 1954).

*Proprietăţi cristalografice.* Bassetitul a fost descris de Hallimond ca mineral cu simetrie rombică, iar de C. Frondel cu simetria pseudopatratică (fig. I.40).

Bassetitul din Cornwall se prezintă atît sub formă de cristale tabulare aparent pseudo-patratice, de culoare galbenă, brun-galbenă şi

mult mai frecvent galbenă-bronz. Acestea apar fie izolate, fie în agregate sau rectangulare încrucișate la 90°, prezentînd aspectul unei table de șah.

Bassetitul din zăcămintele franceze are aspect lamelar, aplatizat după (010), cu puternică alungire după axa *c*. Prezintă numeroase striuri, datorită clivajului, și unele structuri de încrucișare. Cristalele au dimensiuni de 5 mm lungime, 1—2 mm grosime și 1 mm lățime.

Dimensiunile rețelei cristaline calculate după Weissenberg sînt următoarele : $a_0 = 6{,}98$ ; $b_0 = 17{,}07$ ; $c_0 = 7{,}01$ ; $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}409 : 1 : 0{,}411$.

Aceste dimensiuni sugerează o apropiere de rețeaua cristalografice a mineralelor din grupa chalkolitului.

*Proprietăți fizice.* Are clivaj perfect după (010) și alte două clivajă distincte, care apar la microscop sub formă de fisuri paralele cu axele *a* și *c*.

Culoarea bassetitului este galbenă-pal, brună-galben, galbenă de bronz, verde-oliv. Luciul este mat, pînă la sticlos, foarte puternic. Cristalele sînt transparente, pînă la translucide. Duritatea 2,5. Greutatea specifică 3,4.

*Proprietăți optice.* Mineralul este biax negativ cu extincție dreaptă în planul axelor *b* și *c* și unghi de extincție de 18°, în planul axelor *a* și *c* (fig. I.41). Dispersia axelor optice este ridicată, cu $r > v$.

Pleocroismul este distinct : $n_p$ = galben-pal pînă la galben-verde pal, iar $n_m = n_g$ = galben închis, brun-închis, sau brun-oliv închis. Intensitatea pleocroismului pare să varieze cu starea de oxidare a Fe din compoziția sa. Indicii de refracție sînt : $n_p = 1{,}520$ ; $n_m = 1{,}574$ ; $n_g = 1{,}580$. Unghiul de extincție $z : c = 4°$ ; $2V$ = mare.

Se constată astfel, că proprietățile optice sînt diferite ca urmare a gradului de hidratare a mineralului.

Diagrama de difracție a razelor X este foarte asemănătoare cu a unor minerale din grupa torbernitului (saléeit, sabugalit) :

*Condiții de zăcămînt.* Bassetitul este un mineral secundar identificat pe un filon oxidat, asociat cu pirită și uraninit, din Wheal-Basset, Cornwal — Anglia. A mai fost descris în S.U.A. — Utah unde mineralul este, în general, foarte rar și se găsește în zone mai adînci ale zăcămîntului.

În Franța, a fost identificat bassetit într-o masă limonitică impregnată cu autunit și gummit, extrasă din lucrările de suprafață. A mai fost întîlnit în minele Crousille, les Sagnes, Colombières etc.

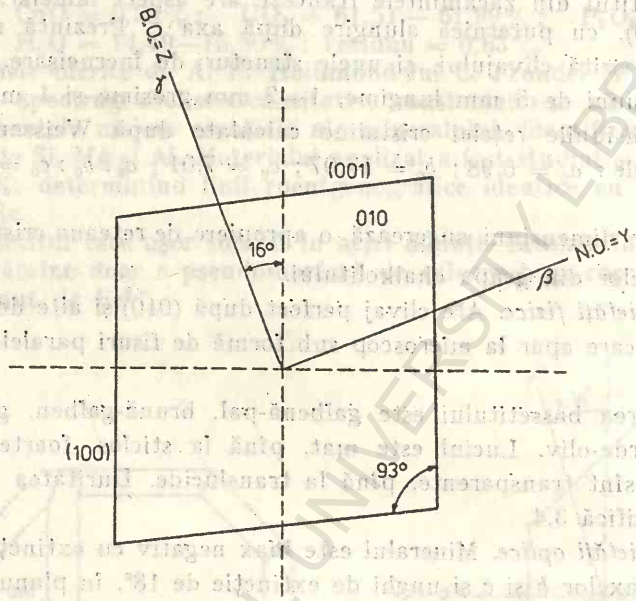



Fig. I.41. Bassetit. Orientare optică, pe clivaj.

**Meta-bassetit** — $Fe[UO_2|PO_4]_2 \cdot 8H_2O$. Cristalizează în sistemul monoclinic și are următorii parametri : $a_0 = 6,98$ ; $b_0 = 17,07$ ; $c_0 = 7,01$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,409 : 1 : 0,411$.

**Meta-ankoleit** — $K_2[UO_2|PO_4]_2 \cdot 6H_2O$. A fost descris de Gallagger și Atkin (1963). Are următorii parametri : $a_0 = 6,99$ ; $c_0 = 8,89$ ; $c_0 : a_0 = 1,271$.

**Phosphuranylit** — $Ca[UO_2)_4|(OH)_4|(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$. A fost descris de Genth (1879), care l-a denumit astfel după conținutul său în fosfor. Prima dată a fost identificat la Mitchell (Carolina de Nord) localizat într-un pegmatit. Mai tîrziu, Larsen (1921) acordă mai multă atenție proprietăților optice ale acestui mineral.

Bignand et al. (1954) stabilesc relațiile phosphuranylitului cu dewindtitul și renarditul propunînd o nouă formulă. Ei au realizat sinteza phosphuranylitului arătînd că acesta derivă din autunit sub

acțiunea hidrolizantă a $H_2O$. Totuși este posibil ca phosphuranylitul să se formeze direct din soluțiile fosforice provenite din descompunerea apatitei, care acționează apoi asupra pechblendei, sau a altor minerale de uraniu.

Se constată că în zăcămintele bogate în autunit și sărace în minerale de Pb se formează phosphuranylit, în timp ce în zăcămintele bogate în minerale de Pb și sărace în autunit se formează renardit.

Prin analize cantitative pe minerale din regiunea Vatovory (Madagascar) și Skinkolobwe — Zair, C. Bignand et al. au demonstrat existența unei serii izomorfe între phosphuranylit și renardit.

Apa din mineralele analizate a fost considerată ca apă de constituție, care dispare la temperaturi de 110° și 550°C. Din analizele chimice efectuate s-au obținut următoarele rezultate: $CaO = 3,5\%$; $PbO = 12,08\%$; $BaO = 0,9\%$; $UO_3 = 73,3-79,1\%$; $P_2O_5 = 8,5-10,9\%$; $H_2O = 4,5-6,5\%$.

Formele cristaline ale phosphuranylitului sînt similare cu ale renarditului; totuși asociația frecventă a phosphuranylitului cu autunit este un criteriu de diagnosticare. Analizele microchimice pentru cercetarea Pb ar permite diferențierea celor două minerale.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul rombic. Structura celulară a mineralului are următorii parametri: $a_0 = 15,85$; $b_0 = 17,42$; $c_0 = 13,76$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,910 : 1 : 0,790$.

Micile cristale lamelare, rectangulare, se aseamănă cu cristalele de renardit, prezentînd fețele (100), (010), mai rar (001), aplatizate și alungite după axa *c*. Frecvent apar asociate în noduli fibroradiari cu cîteva terminații cristaline. Dimensiunile cristalelor sînt cuprinse între 1/10 și 2/10 mm, foarte rar atingînd 1/3 mm lungime.

*Proprietăți fizice.* Prezintă clivaj clar după (001) și (010). Are culoare galbenă de chihlimbar, similară cu culoarea renarditului. Cristalele sînt transparente. În cruste, culoarea este galben-aurie, iar sub formă de praf, galbenă-pal. Nu este fluorescent în lumină ultravioletă. Duritatea 3. Greutatea specifică 3,33.

*Proprietăți optice.* Phosphuranylitul este biax negativ cu $2V = 0-51°$ Uneori prezintă anomalii de uniaxialitate negativă. Are următorii indici de refracție: $n_p = 1,691$ $n_m - 1,720$; $n_g = 1,720$; $n_g - n_p = 0,029$. Mineralul este pleocroic cu $n_g$ = galben-auriu, $n_m$ = galben și $n_p$ = galben foarte pal pînă la incolor. Dispersia este foarte puternică $r > v$, extincția dreaptă, iar semnul de alungire este pozitiv.

Diagramele Debye-Sherrer sînt identice pentru phosphuranylitul din Portugalia și renarditul din Zair. Renarditul și dewindtitul, care au de asemenea similară diagrama de difracție a razelor X, conțin Pb și au indici de refracție mai mari.

Phosphuranylitul se deosebește de autunit și meta-autunit, care practic au aceeași compoziție chimică, prin indicii săi de refracție mai mari, lipsa fluorescenței și liniile roentgenografice deosebite:

*Condiții de zăcămînt.* Phosphuranylitul este un mineral secundar asociat cu metaautunit și mai rar cu uranophan, β-uranophan, oxizi de uraniu hidratați și opal. Mineralul este caracteristic zonei de alterare a pegmatitelor cu uraninit. Se mai găsește, de asemenea, pe fisuri și crăpături din apropierea mineralelor primare de uraniu alterate. Numai în cîteva localități, phosphuranylitul apare ca produs de alterare a meta-autunitului, întîlnindu-se, de asemenea, rareori, în zăcămintele de uraniu de tip gresie (Platoul Colorado).

A fost găsit inițial în pegmatitele Flat Rock și Buchanan din Carolina de Nord. Asociațiile constau din cuarț fumuriu, sau alb lăptos, mică și granat învelit cu pelicule de phosphuranylit și meta-autunit. Una din aceste specii prezintă fețe cubice ale cristalelor de uraninit, umplute parțial cu phosphuranylit. Forme asemănătoare au fost întîlnite și în statele Maine și Connecticut din S.U.A., ca și în Portugalia, Bavaria, Brazilia etc.

În Franța se cunoaște phosphuranylit în mai multe zăcăminte de uraniu. Ca o varietate mineralogică deosebită, phosphuranylitul a fost întîlnit în Maroc și Madagascar (Vatovory, Malakialina) și în Algeria în masivul Hoggar, la Adrar des Iforas.

În S.U.A. sînt cunoscute zăcămintele din Platoul Colorado și zăcămintele filoniene cu alunit de la Marysvale (Utah) unde este semnalată prezența phosphuranylitului.

**Uranospathit** — $Cu[UO_2 | (As,P)O_4]2H_2O$. Raportul As : P = 2 : 1. Uranospathitul este un fosfat sau arseniat hidratat de U, a cărui compoziție chimică nu este prea bine cunoscută. Mineralul este ușor solubil în acizi.

*Proprietăți cristalografice.* Uranosphatitul cristalizează în sistemul rombic, pseudopatratic. Se prezintă sub formă de agregate, în evantai de lame rectangulare, aplatizate după (001) și striate paralel cu alungirea (001), sau sub formă de prisme patratice, cînd teșite, cînd alungite, urmărind o axă binară.

*Proprietăți fizice.* Uranospathitul prezintă un clivaj perfect după (001), altul după (100) și al treilea după (010). Culoarea este variabilă, de la galben la galben-verzui. În lumină ultravioletă prezintă fluorescență variabilă în funcție de coeficientul de hidratare al mineralului. Duritatea 2—2,5. Greutatea specifică 2,5.

*Proprietăți optice.* Indicii de refracție au următoarele valori: $n_p = 1{,}49$; $n_m = 1{,}510$; $n_g = 1{,}521$. Este un mineral biax negativ, cu $2V = 69°$.

*Condiții de zăcămînt.* Uranospathitul a fost identificat în Cornwall — Anglia, unde ca și în Franța se pare că este asociat cu torbernit.

Cele mai frumoase exemplare de uranospathit le-a furnizat zăcămintele din departamentul Haute Vienne (Franța). În zăcămîntul

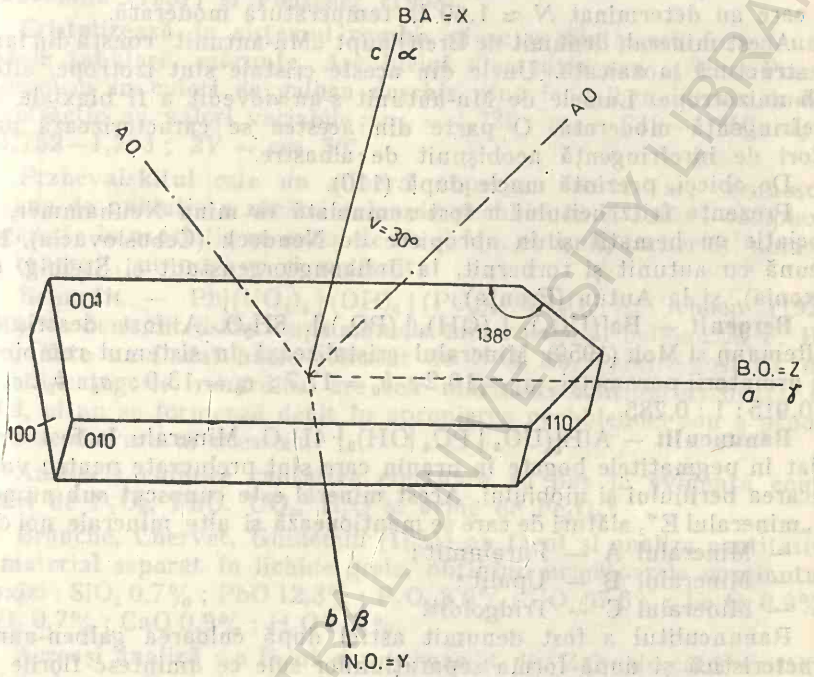



Fig. I.42. Uranospathit. Orientare optică.

Crousille, mineralul este reprezentat prin cristale mici rectangulare, aplatizate, în aceeași gangă limonitică cu bassetit.

În zăcămîntul des Sagnes cristalele de uranospathit apar ca prisme pseudo-patratice, scurte sau alungite, orientate paralel cu alungirea, uneori terminate printr-un dom rombic. Acestea sînt transparente și de culoare galbenă, ușor verzui. Alteori, cristale foarte mici, aproape invizibile, formează cruste rare pe fisurile și fracturile rocii micacee, cenușii.

**Fritzcheit** — $Mn(UO_2)_2(P,V)O_4 \cdot 2-8\,H_2O(?)$. Pe baza unor analize chimice calitative se presupune a fi un fosfat — vanadat hidratat de U, Mn, aparținînd grupei torbernit — meta-torbernit.

A fost găsit sub forma unor lame patratice cu clivaj bazal perfect după (001) și altul prismatic, distinct. Culoarea este brun-roșcată, pînă la roșu-închis. Are luciu sticlos pînă la sidefat. Duritatea 2,5—3. Greutatea specifică 3,50 (?).

Josen și Fairchild (1929) a obținut fritzcheit pe cale sintetică, pe care au determinat $N \approx 1{,}60$ la temperatură moderată.

Acest mineral, denumit de Breithaupt „Mn-autunit" constă din lame cu structură mozaicată. Unele din aceste cristale sînt izotrope, altele slab anizotrope. Lamele de Mn-autunit s-au dovedit a fi biaxiale, cu birefringență moderată. O parte din acestea se caracterizează prin culori de birefringență neobișnuit de albastre.

De obicei, prezintă macle după (110).

Prezența fritzcheitului a fost semnalată în mina Neuhammer, în asociație cu hematit și în apropiere de Neudeck (Cehoslovacia), împreună cu autunit și torbernit, la Johanngeorgenstadt și Steinig, (în Saxonia), și la Autun (Franța).

**Bergenit** — $Ba[(UO_2)_4 \mid (OH)_4 \mid (PO_4)_2]. 8H_2O$. A fost descris de Bültemann și Moh (1959). Mineralul cristalizează în sistemul rombic și are următorii parametri: $a_0 = 16{,}2$; $b_0 = 17{,}7$; $c_0 = 13{,}9$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}915 : 1 : 0{,}785$.

**Ranunculit** — $AlH[(UO_2 \mid PO_4 \mid OH)_3] \cdot 4H_2O$. Mineralu la fost semnalat în pegmatitele bogate în uraniu care sînt prelucrate pentru valorificarea beriliului și niobiului. Acest mineral este cunoscut sub numele de „mineralul E", alături de care se menționează și alte minerale noi ca:

— Mineralul A — Furalumit;
— Mineralul B — Upalit;
— Mineralul C — Tridgoldit.

Ranunculitul a fost denumit astfel după culoarea galben-aurie, caracteristică și după forma separațiunilor sale ce amintesc florile de ranunculaceae.

Analiza cu microsonda electronică a indicat următoarele rezultate: $Al_2O_2 = 9{,}9\%$; $UO_3 = 54{,}5\%$; $P_2O_5 = 13{,}2\%$; $H_2O = 20{,}3\%$.

*Proprietăți cristalografice.* Este un mineral ce cristalizează în sistemul monoclinic (pseudorombic), cu următorii parametri: $a_0 = 11{,}1$; $b = 17{,}7$; $c_0 = 18{,}0$.

*Proprietăți fizice.* Ranunculitul se găsește sub formă de concrețiuni galbene-aurii cu dimensiuni de 0,3 mm. După sfărîmare, concrețiunile se descompun în plăci subțiri, cu contururi rotunjite.

Nu este fluorescent. Duritatea $\approx 3$. Greutatea specifică măsurată 3,4; calculată 3,39.

*Proprietăți optice.* Este biax negativ cu $2V = 56°$; $n_p = 1{,}643$; $n_m = 1{,}664$; $n_g = 1{,}670$. După $n_p$ prezintă culori galben-verzui, iar după $n_m$ și $n_g$ apare galben-deschis.

*Condiții de zăcămînt.* Ranunculitul a fost identificat în pegmatite uranifere Cobocobo din Zair.

**Przhevalskit** — $Pb[UO_2|PO_4]_2 \cdot 4H_2O$. Mineralul a fost descris de Kuglov (1946), Melkov (1956), Gheţeva-Savelieva (1956), Soboleva-Pudovchina (1957) şi Fleischer (1958).

Cristalizează în sistemul rombic şi se prezintă sub forma unor cristale tabulare, mărunte. Are luciul diamantin sau sticlos. Posedă pleocroism în culori de galben deschis pînă la galben intens. Indicii de refracţie au valori variabile : $n_p = 1{,}739$ ; $n_m = 749—1{,}750$; $n_g = 1{,}752—1{,}753$ ; $2V =$ cca 30°.

Przhevalskitul este un mineral supergen foarte rar, recunoscut în zona de oxidaţie a zăcămintelor de pechblendă şi sulfuri complexe. Se găseşte în asociaţie cu oxizii de Fe şi Mn, autunit, torbernit, dumontit, renardit, uranophon şi wulfenit.

**Renardit** — $Pb[(UO_2)_4|(OH)_4|(PO_4)_2] \cdot 8H_2O$. A. Schoep (1928, 1930) l-a denumit astfel după numele mineralogului belgian A. F. Renard. Este un fosfat bazic hidratat de U şi Pb. Printre fosfaţii din această categorie, renarditul are cele mai mari conţinuturi de U. De altfel, el nu se formează decît în apropierea pechblendei sau a produşilor de alterare ai acesteia.

Analizele chimice calitative efectuate au pus în evidenţă conţinuturi de $P_2O_5$, PbO, $UO_3$, $H_2O$ şi urme de $Fe_2O_3$.

Branche, Chervet, Guillemin (1951) au făcut şi analize cantitative pe material separat în lichide grele, obţinînd următoarele conţinuturi în oxizi : $SiO_2$ 0,7% ; PbO 12,3% ; $P_2O_5$ 8,0% ; $UO_3$ 67,6% ; $Fe_2O_3$ 0,9% ; $Al_2O_3$ 0,7% ; CaO 0,9% ; $H_2O$ 8,7 %.

Aceeaşi analiză s-a făcut şi pe renardit din Zair, de către Cuttita, obţinînd următoarele rezultate : PbO = 12,95% ; BaO = 0,91% ; $UO_3$ = 69,08% ; $P_2O_5$ = 9,17% ; $H_2O^+$ = 3,11% ; $H_2O^-$ = 4,78%.

Se observă că conţinutul de $UO_3$ variază de la 67,6% (Franţa) pînă la 69,08% (Zair). Această diferenţă este în funcţie de hidratarea mineralului. După Bignand et al. (1954) renarditul conţine ca şi phosphuranylitul doar 2 $H_2O$, confirmînd astfel existenţa unei serii complete phosphuranylit-renardit. În mineralul din Kasolo — Zair a fost semnalată şi prezenţa Ba, care poate înlocui Pb. Acesta din urmă provine din galenă sau este de origine radiogenă, după cum şi fosforul derivă din apatit, sau autunit.

*Proprietăţi cristalografice.* Cristalizează în sistemul rombic şi are următoarea structură celulară : $a_0 = 16{,}01$ ; $b_0 = 17{,}5$ ; $c_0 = 13{,}7$ ; $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}915 : 1 : 0{,}783$. Este izostructural cu dewindtitul şi phosphuranylitul ; $a_0 = 16{,}07$ ; $b_0 = 17{,}05$ ; $c_0 = 13{,}02$.

Se poate prezenta sub formă de cristale foarte aplatizate, cu fețele (100), (010) și (101). Uneori cristalele alungite după axa *c* devin aciculare și prezintă aceleași fețe (fig. I.44 și fig. I.45) ale cristalelor alungite

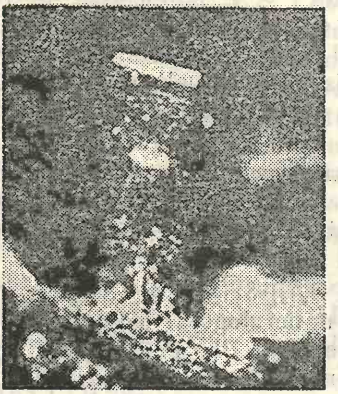


Fig. I.43. Renardit. Cristale alungite după axa c. La Faye (Sâone-et-Loire).

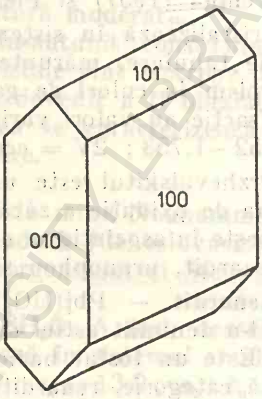



Fig. I.44. Renardit.

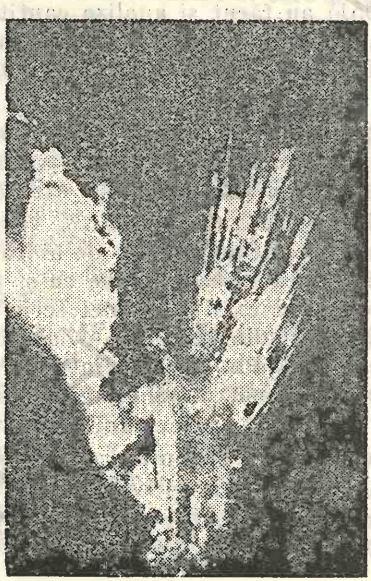


Fig. I.45. Renardit. Cristale aciculare. Bigay (Puy-de-Dôme).

UNIVERSITY LIBRARY

după axa *a* (fig. I.46, fig. I.47) sau ca prisme alungite după axa *a* cu aspect patratic. Aceste cristale se întîlnesc foarte rar, fiind cu totul excepționale (fig. I.48, fig. I.49).

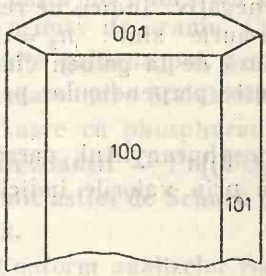



Fig. I.46. Renardit. Cristale alungite după axa *a*.

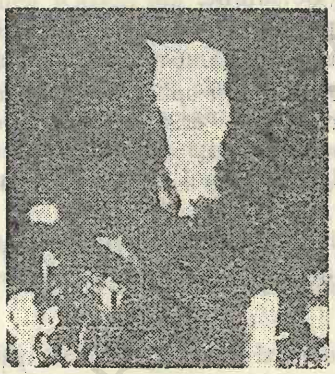


Fig. I.47. Renardit.

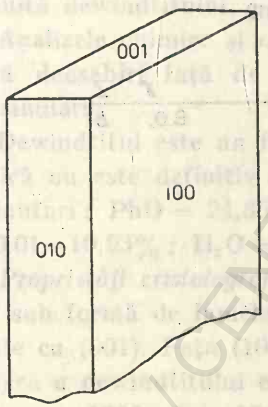



Fig. I.48. Renardit. Prisme cu aspect patratic.

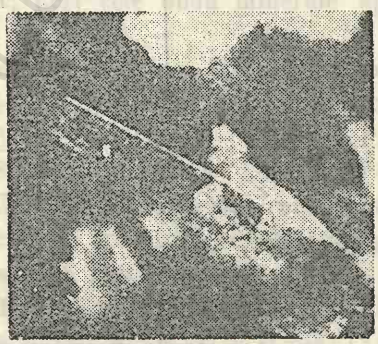


Fig. I.49. Renardit.

Cristalele bine individualizate sînt foarte comune, însă renarditul se întîlnește și sub forma unor cruste, din care nu se poate distinge aspectul cristalin. Mai poate fi întîlnit și ca agregate în formă de stea, noduli fibro-radiari și mase lamelare, fără forme individualizate.

*Proprietăți fizice.* Renarditul are clivaj perfect după (100). Culoarea variază de la galben-auriu, la galben-verzui și chiar negricios. Cristalele sînt transparente, sau opace. Cristalele opace au adeseori culoare galbenă de lămîie.

Luciul este sticlos la adamantin, uneori pe fețele (100) sau sidefos. Duritatea : 3,5. Greutatea specifică 4,35.

*Proprietăți optice.* Renarditul este biax negativ. Indicii de refracție măsurați pe cristale de culoare galben-aurie sînt : $n_p = 1{,}716$ ; $n_m = 1{,}736$ ; $n_g = 1{,}740$. Pleocroismul variază de la galben cînd este paralel cu planul de clivaj și incolor cînd este perpendicular pe acest plan (fig. I.50).

Renarditul seamănă cu dumontitul, phosphuranylitul, parsonsitul și îndeosebi cu dewindtitul, de care diferă prin valorile indicilor de

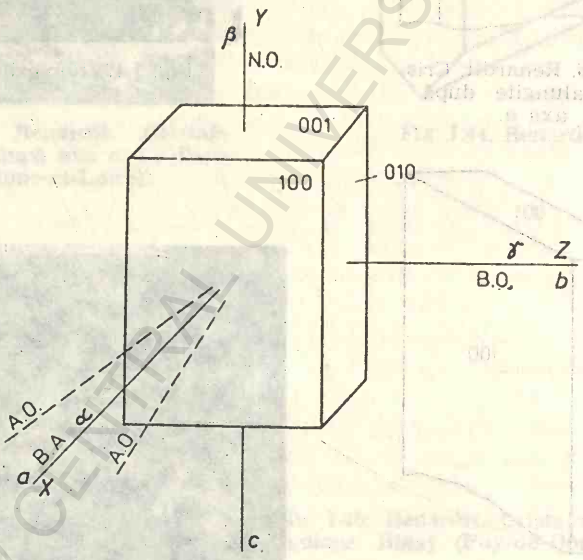



Fig. I.50. Renardit. Orientare optică.

refracție, care sînt relativ mai mici. Diagrama de difracție a razelor X seamănă foarte bine cu a phosphuranylitului și dewindtitului.

Formele cristaline și culoarea permit identificarea renarditului. În cazul unei confuzii cu phosphuranylitul, reacțiile chimice ale Pb permit diferențierea celor două minerale. Renarditul este solubil în acizi, depu-

nînd uneori un azotat de plumb cristalizat, alb, atunci cînd se utilizează pentru solubilizare acidul azotic.

*Condiții de zăcămînt.* Renarditul este un mineral secundar, de origine supergenă. Se întîlnește în regiunea Kasolo din Zair, în asociație cu torbernit, dewindtit și autunit. Ulterior a fost identificat în mai multe zăcăminte de uraniu din Franța. Într-un pegmatit cu uraninit din Coasta de Fildeș s-a găsit renardit provenit din alterarea mineralului primar de uraniu. Cristale de renardit galbene-aurii, asociate cu gummite galbene pal, au fost întîlnite și în noduli cu pechblendă de la Bemasoandro Malakialina din Madagaskar. Acestea prezintă o mare asemănare cu phosphuranylitul.

**Dewindtit** — $Pb[(UO_2)_4 \mid (OH)_4 \mid (PO_4)_2] \cdot 8H_2O(?)$. Mineralul a fost denumit astfel de Schoep (1922, 1925, 1930). Tot Schoep l-a denumit și **stassit.**

Conform analizelor roentgenografice, dewindtitul este izostructural cu renarditul, însă analizele chimice arată o compoziție puțin diferită. Încercările efectuate de Ross (1956) de a sintetiza acest mineral au condus la formarea unui amestec de Pb-autunit și renardit, cu o compoziție atribuită dewindtitului.

Analizele chimice și constantele optice ale dewindtitului din Zair indică deosebiri față de renardit, deși cele două minerale aparent sînt similare.

Dewindtitul este un fosfat hidratat de Pb și U, a cărui formulă chimică nu este definitiv stabilită: Au fost determinate următoarele conținuturi: $PbO = 24{,}85-26{,}30\%$; $UO_3 = 54{,}80-56{,}20\%$; $P_2O_5 = 10{,}01-10{,}93\%$; $H_2O = 5{,}82-8{,}30\%$; reziduu $= 0{,}40-6{,}53\%$.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul rombic. A fost găsit sub formă de lamele microscopice, aplatizate după (100) și terminate cu (001). Fața (100) este striată paralel cu axa *c*. Celula elementară a dewindtitului este rombică și prezintă următoarele dimensiuni: $a_0 = 1600$; $b_0 = 17{,}62$; $c_0 = 13{,}66$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}908 : 1 : 0{,}775$.

*Proprietăți fizice.* Are clivaj perfect după (100). Prezintă culori galbene-închise. Este translucid și prezintă fluorescență în lumină ultravioletă. Greutatea specifică: 5,03.

*Proprietăți optice.* Este biax negativ cu $2V =$ moderat; $r > v$. Are următorii indici de refracție: $n_p = 1{,}760-1{,}762$; $n_m = 1{,}767-1{,}768$; $n_g = 1{,}768-1{,}770$.

Dewindtitul are aceeași compoziție chimică calitativă ca renarditul, dumontitul și parsonsitul. Are însă indici de refracție mai mici decît dumontitul și parsonsitul și diferă de renardit, ai cărui indici de refracție sînt ceva mai mari. Intervalele de difracție a razelor X seamănă mult cu ale renarditului și phosphuranylitului.

*Condiții de zăcămînt.* Dewindtitul este un mineral secundar supergren întîlnit foarte rar în natură. Este cunoscut mai bine în Kasolo — Zair, în asociație cu torbenit, parsonsit și dumontit. Schoep și Scholz (1931) l-au semnalat și la Wölsendorf în Bavaria.

A mai fost întîlnit și în mina Green-Monster din Nevada — S.U.A.

**Coconinoit** — $Fe_2^{3+}Al_2[(UO_2)_2|(OH)_{-2}|SO_4|(PO_4)_4]\cdot 2H_2O$. A fost descris de Young et al. (1966). Cristalizează în sistemul monoclinic și este optic negativ.

Apare sub formă de lamele de culoare galben-deschis.

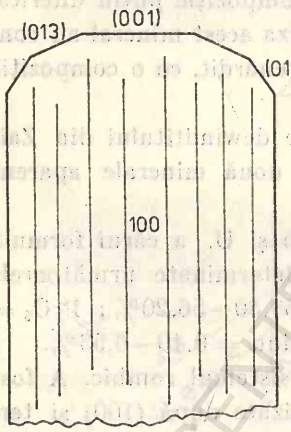


Fig. I.51. Dumontit. Proiecție în plan după (100) cu formele (100), (001), (011) și (013) (Schoep, 1924).

**Dumontit** — $Pb_2[(UO_2)_3|(OH)_4|(PO_4)_2|\cdot 3H_2O$. A fost semnalat și descris la Shinkolobwe în Zair (Schoep, 1924).

Din punct de vedere chimic, dumontitul este un fosfat hidratat de Pb și U avînd următoarele conținuturi: PbO = = 27,18—29,15%; $UO_3$ = 55,86—56,49%; $P_2O_5$ = 8,65—9,24%; $TeO_3$ = 1,01%; $H_2O$ = = 5,78—7,86%.

În proba recoltată și analizată din Katanga se remarcă prezența unui conținut minor de $TeO_3$.

*Proprietăți cristalografice.* Este un mineral monoclinic cu următorii parametri: $a_0 = 8{,}16$; $b_0 = 16{,}73$; $c_0 = 7{,}02$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}488 : 1 : 0{,}420$; $\beta = 110°$; $Z = 2$.

Cristalele prismatice aplatizate, alungite și striate, urmărind fața (001) au culoare galben-pal pînă la galben-auriu (fig. I.51).

*Proprietăți fizice.* În lumină fluorescentă are culoare verzuie. Greutatea specifică 5,65.

*Proprietăți optice.* Dumontitul este biax pozitiv, cu 2V mare. Dispersia $r < v$. Are următorii indici de refracție: $n_p = 1{,}88$; $n_m = 1{,}89$; $n_g = 1{,}90$; $n_g - n_p = 0{,}02$.

Diagrama Debye-Sherrer pentru dumontitul din Katanga prezintă următoarele linii roentgenografice :

| d(Å) | I | d(Å) | I | d(Å) | I |
|---|---|---|---|---|---|
| 7,69 | 4 | 3,35 | 2 | 2,11 | 2 |
| 6,97 | 4 | 3,02 | 10 | 2,04 | 2 |
| 6,11 | 4 | 2,96 | 5 | 1,95 | 1 |
| 5,68 | 4 | 2,87 | 5 | 1,93 | 2 |
| 4,29 | 10 | 2,69 | 2 | 1,85 | 1 |
| 3,79 | 1 | 2,50 | 1 | 1,77 | 1 |
| 3,75 | 9 | 2,48 | 1 | 1,74 | 1 |
| 3,49 | 6 | 2,15 | 3 | 1,65 | 1 |
| | | | | 1,52 | 1 |

*Condiții de zăcămînt.* Dumontitul este un fosfat de Pb și U, deosebit de celelalte minerale din grupa sa, avînd indicii de refracție relativ mai mari. Singurul zăcămînt cu dumontit cunoscut este la Shinkolobwe (Zair), unde se găsește ca o raritate mineralogică în asociație cu parsonsit și meta-chalcolit. A fost găsit și împreună cu kasolit la Godsprings — Nevada și cu kasolit, uranophan și autunit în Arizona.

Cheralit — (Ca, Ce, La, Th)[$PO_4$]. Mineralul a fost denumit astfel de Bowie și Horne (1953), după numele vechiului regat Chera, actualmente regiunea Travancore din India. Ca structură este asemănător cu monazitul și huttonitul.

Este un fosfat de Th, Ca și mai ales de pămînturi rare. Analizele chimice efectuate indică rezultate variabile : Pb = 0,07—0,92% ; CaO = 5,73—6,30% ; (La...)$_2O_3$ = 13,35—13,45% ; $Ce_2O_3$ = 13,98—14,28% ; $U_3O_8$ = 4,05—6,56% ; $ThO_2$ = 29,45—31,50% ; $SiO_2$ = 1,15—2,10% ; $P_2O_5$ = 25,90—26,80% ; $H_2O$ = 0,06—0,30% (Travancore — India).

Din aceste analize rezultă și prezența sub formă de urme a altor oxizi, ca $Al_2O_3$ și $Fe_2O_3$. Lantanidele sînt reprezentate prin La, Pr, Nd, Y, Sm și Gd. Unele analize au determinat MnO = 0,18% ; $TiO_2$ = 0,32% și unii oxizi din grupa lantanidelor (Bowie-Horne, 1953). În unele probe s-au evidențiat și conținuturi de U sub formă de $U_3O_8$ = 4% (Frondel, Fleischer, 1955).

*Proprietăți cristalografice.* Datorită asemănărilor structurale cu monazitul, se pare că cheralitul cristalizează în sistemul monoclinic. Celula sa elementară are următoarele dimensiuni : $a_0$ = 6,74 ; $b_0$ = 7,00 ; $c_0$ = 6,43 $a_0 : b_0 : c_0$ = 0,963 : 1 : 0,919 $\beta$ = 104°6'.

*Proprietăți fizice.* Are clivaj bun după (010) și slab după (100). Este verde șters pînă la verde închis. Are luciul vitros pînă la rășinos. Transparent. Duritatea 5. Greutatea specifică măsurată 5,3 ; calculată 5,41.

*Proprietăți optice.* Cheralitul este un mineral biax pozitiv cu $2V = 18°$; $n_p = 1{,}779$; $n_m = 1{,}780$; $n_g = 1{,}816$; $c : n_g = 7°$.

*Condiții de zăcământ.* Cheralitul este un mineral primar identificat în pegmatitele de la Travancore (India de sud). Este asociat cu zircon metamictic (închis la culoare, cu conținut de 0,1% $U_3O_8$), turmalină și crisoberil. A fost găsit, de asemenea, în granitele caolinizate din apropiere, ca și în aluviunile rîurilor din aceeași regiune.

**Monazit** — (Ce, La...)[$(PO_4)$]. A fost descris sub numele de *turnerit*, de Lévy (1823) în Alpii francezi și sub numele de *monazit* în munții Ilmen — U.R.S.S. (Breithaupt, 1829). Au fost considerate specii separate pînă la lucrările lui Dana (1866) și Des Cloisseaux (1873), cînd s-a dovedit identitatea lor. În continuare s-a păstrat denumirea de monazit, care s-a generalizat.

Monazitul este un fosfat anhidru de pămînturi rare în care ceriul participă în stare tetravalentă, însă uneori este semnalat și ca $CeO_2$ în loc de $Ce_2O_3$. Raportul Ce : La = 1 : 1. — Yttriul se întîlnește ca înlocuitor al Ce și La, în cantități relativ mici. Acest fenomen se datorește îndeosebi dimensiunii razelor ionice diferite ale pămînturilor yttrice în comparație cu cele cerice și faptului că pămînturile yttrice în asociație cu monazitul cristalizează separat în sistemul tetragonal, sub forma de xenothim Y[$PO_4$].

Conținutul de oxizi ai pămînturilor rare și mai ales de Ce și La atinge 50—68%. Pe lîngă aceștia mai conține $Y_2O_3$ (cca 5%) sub formă de amestec izomorf și $P_2O_5$ (20—30%). Destul de frecvent conține sub formă izomorfă $ThO_2$ pînă la 10% și în unele cazuri pînă la 32%. Rareori este semnalată prezența $ZrO_2$ (7%), împreună cu $SiO_2$ (6%), CaO și $SO_3$.

În aceste condiții, din punct de vedere cristalochimic se conturează în cazul monazitului un exemplu de izomorfism heterovalent.

Într-o serie de analize efectuate pe monazit, Murat et al. (1953) au determinat conținuturi constante de La, Nd (42%), Pr (5%) și Ce, Sm, Gd, Y (53%).

Th este prezent în monazite ca substituent al altor elemente (Ce, La). Monazite cu conținuturi de 4—9% $ThO_2$ se întîlnesc destul de frecvent. Foarte rar în natură se pot vedea monazite fără conținuturi de Th.

Siliciul este adesea întîlnit în monazite ca înlocuitor al P în proporție de minim 6% $SiO_2$, sugerînd un proces de dublă substituție cu Th ($Ce_{1-x}^{3+}$, $Th_x^{+4}$) ($P_{1-x}^{+5}$ $Si_x^{+4}O_4$). În monazitul pur, raportul Th : Si = 1 : 1 (Starynkievici, 1922). După cum se poate observa din următoarele analize acest raport nu este constant: $TR_2O_3$ = 47,55—63,30%; $P_2O_5$ = 20,16—27,26%; $ThO_2$ = 6,63—21,68%; $SiO_2$ = 1,19—4,77%.

Substituția Ce și Na cu Th se poate face de asemenea prin substituția completă a cationilor bivalenți (Ca, Mg) și chiar prin eliminarea lor.

Uraniul este de asemenea prezent în monazit numai în conținuturi de maximum 1% $U_3O_8$. He este în general prezent ca urmare a fenomenului de dezintegrare radioactivă. Sub formă de urme se menționează și MgO, MnO, PbO, $Fe_2O_3$, $Al_2O_3$ și $H_2O$.

Particularitățile cristalochimice ale monazitului pot fi determinate prin efectuarea mai multor analize chimice. O astfel de analiză, efectuată pe probe prelevate din Carpații Meridionali, a arătat următoarele conținuturi (în %):

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 1,29 | 0,68 | 0,28 | 0,42 | 0,93 | 1,39 | 1,69 | 0,18 | 2,81 |
| $ThO_2$ | 0,08 | | 1,79 | 0,83 | | 8,63 | 9,13 | | 11,16 |
| $Ce_2O_3$ | 32,56 | 32,66 | 28,18 | 30,02 | 27,79 | 25,36 | 24,33 | 23,83 | 22,44 |
| $La_2O_3$ | 33,22 | 31,42 | 35,28 | 30,45 | 34,88 | 30,78 | 31,12 | 35,77 | 29,82 |
| $Y_2O_3$ | 5,97 | 4,93 | 5,13 | 3,22 | 4,16 | 5,17 | 4,16 | 6,09 | 5,19 |
| $Al_2O_3$ | | 0,06 | 0,04 | 0,49 | | 0,08 | | 0,29 | 0,53 |
| $Fe_2O_3$ | | | 0,72 | 1,16 | | 0,06 | 1,28 | 1,73 | 1,21 |
| FeO | | | 0,67 | 0,29 | | 0,21 | | | 1,14 |
| CaO | 0,27 | 0,31 | 0,83 | 1,48 | 0,42 | 0,46 | 1,34 | 0,92 | 1,12 |
| MgO | 0,36 | 0,06 | 0,07 | 0,42 | | 0,18 | | | 0,07 |
| $P_2O_5$ | 25,44 | 29,87 | 26,83 | 30,42 | 30,82 | 27,36 | 26,70 | 29,92 | 25,39 |
| $H_2O^+$ | 0,80 | | 0,21 | 0,81 | | 0,30 | 0,08 | 0,66 | 0,08 |
| $H_2O^-$ | | | | | | | 0,17 | 0,61 | 0,02 |

* Probe din Carpații Meridionali — România (L. Pavelescu)

*Proprietăți cristalografice.* Monazitul cristalizează în sistemul monoclinic, celula sa elementară avînd următoarele dimensiuni: $a_0 = 6{,}795$; $b_0 = 7{,}007$; $c_0 = 6{,}458$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0{,}970 : 1 : 0{,}928$; $\beta = 103°38'$.

Structura cristalină a mineralului, descrisă de Ueda (1953) și L. Pavelescu (1971), se bazează pe tetraedri de $PO_4$ distorsionați cu ioni metalici de coordonare 9 cu oxigen. Monazitul are structură asemănătoare cu huttonitul — $Th[SiO_4]$, cheralitul sintetic — $CaTh[PO_4]_2$, $La[PO_4]$, $Pr[PO_4]$, $Nd[PO_4]$ și $Bi[PO_4]$ sintetic.

Se găsește, de obicei, sub formă de cristale idiomorfe cu habitus tabular după (001), mai rar prismatic și piramidal. Cele mai răspîndite forme sînt pinacoizii (100), (010), (101), prismele (110) și (011). Deseori prezintă striații. Habitusul tipic al monazitului este redat în figura I.52. Macle, de obicei, după (100).

*Proprietăți fizice.* Are clivaj uneori perfect după (001). Se întîlnește frecvent sub forma de cristale mici, greutatea unora dintre acestea atingînd foarte rar cîteva kilograme.

Culoarea monazitului este gălbuie, sau brun-roşcată pînă la brună cu nuanţe de galben-verzui, aproape albă. În secţiuni subţiri este brun-gălbui, sau galben pînă la incolor. Luciul este puternic, sticlos sau gras. Duritatea 5—5,5. Greutatea specifică 4,9—5,5.

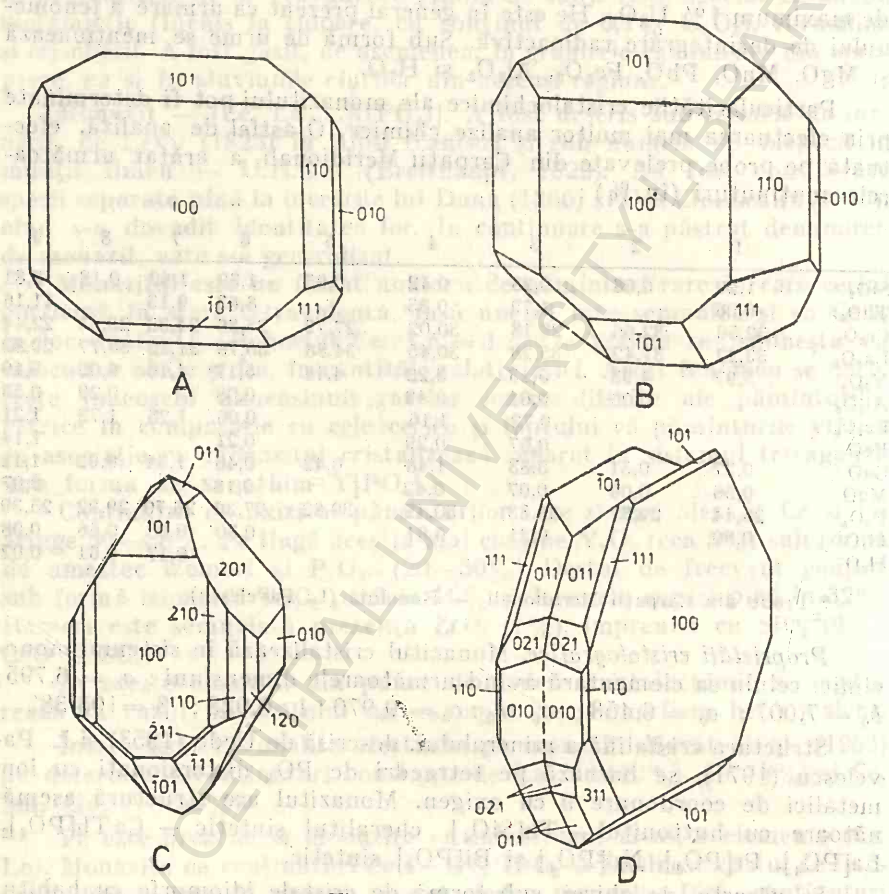



Fig. I.52. Monazit:

*A—B* — habitus tipic. Feţe: (100), (010), (110), (101), (111); *C* — feţe: (100), (010), (210), (110), (120), (101), (011), (201), (211), (101), (111); *D* — Maclă după (100). Forme: (100), (010), (011), (021), (111), (101), (110), (311),

*Proprietăţi optice.* Este biax pozitiv şi are următorii indici de refracţie: $n_p = 1{,}776—1{,}800$; $n_m = 1{,}777—1{,}804$; $n_g = 1{,}828—1{,}852$; $n_g - n_p = 0{,}045 — 0{,}076$: $(+)\ 2V = 5°—19°$. Are pleocroism slab sau imperceptibil.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Constantele optice ale acestui mineral variază în funcție de conținutul în Th și alte elemente chimice.

Se deosebește cu ușurință de xenotim și zircon prin forma cristalină, indicii de refracție relativ mari și caracterul biax. Titanitul are o birefrigență mult mai mare. Absorbția variabilă în galben a monazitului este un criteriu de diagnosticare util, ca și unghiul optic mai mic.

Pulberea de monazit umezită cu $H_2SO_4$ prin calcinare colorează flacăra în verde. Se dizolvă greu în HCl, dînd un precipitat alb. Cu borax dă o perlă care la cald este galbenă, sau galben-roșiatică, iar la rece devine incoloră.

*Condiții de zăcămînt.* Monazitul este un mineral larg răspîndit în natură. Sub formă de mineral accesoriu se întîlnește în mai toate rocile intrusive și în diverse roci metamorfice, inclusiv gnaise granitice, charnokite, șisturi biotitice, șisturi sericitice, metaconglomerate etc.

Monazitul metasomatic a fost descris în Saskatchewan (Canada). În India de Sud, a fost găsit în șisturi cu mult biotit din jurul injecțiilor pegmatitice (Davidson, 1949).

În pegmatitele granitice și mai puțin în pegmatitele sienitice se întîlnește monazit sub formă de mase compacte și de cristale izolate. Cele mai importante mineralizații de monazit în pegmatite se găsesc în S.U.A. (pegmatitele granitice din Portland, statul Connecticut; cu microlit în Amelia, statul Virginia, regiunea Spruce Pine, Carolina de Nord; cu samarskit în Glorietta — New-Mexico). În Quebec (West-Portland) s-a găsit monazit în cristale pînă la 340 grame, asociat cu allanit și euxenit.

Mineralizații de acest tip cu monazit se găsesc, de asemenea, în India, Ceylon, Africa de Sud, Mozambic, Australia de Vest, Japonia, Brazilia, Norvegia, Suedia etc.

Mineralizații de monazit se găsesc și în diverse tipuri de filoane de carbonatite sau roci carbonatice.

Monazitul are o largă răspîndire în depozite aluvionare de origine fluvială, sau marină. Acestea din urmă furnizează partea covîrșitoare a extracției mondiale de monazit. Asemenea concentrații se cunosc în S.U.A. (Idaho, Virginia, Carolina, Georgia, Florida), Brazilia, India, Sri Lanca Indonezia și Australia. Într-o mai mică măsură se găsesc în Thailanda, Coreea, Taiwan, Japonia, Noua Zeelandă, Spania, Nigeria, Congo, U.R.S.S. (Ural, Pamir, lîngă Lacul Baical și pe rîurile Ienisei și Lena).

Monazit se găsește și în depozite aluvionare vechi, îngropate. Cele mai reprezentative concentrații de acest fel se găsesc în munții

Bald, Big-Horn — Wyoming, în depozitele cambriene Deadwood, ca și în cuarțitele Goodrich, Palmer statul Michigan.

În România, a fost identificat monazit în roci granitoide, diverse tipuri de gnaise, în zonele de granitizare și de metasomatism și în aluviuni.

**Pisekit.** Este o varietate de monazit. A fost identificat de Krejč (1923) la Pisek, în Boemia. Este un monozit de Nb, U, TR, și Sn.

*Proprietăți cristalografice.* Pisekitul este cunoscut sub forma unor agregate fibro-lamelare și cristale presupuse monoclinice cu habitus asemănător cu al monazitului. Cristalele sînt paralele cu axa *b* și aplatizate după (100). Inițial aceste cristale au fost considerate ca pseudomorfoze și că mineralul este înrudit cu ampangabeitul.

*Proprietăți fizice.* Are spărtura concoidală. Culoarea brună pînă la neagră. Luciul vitros pînă la rășinos. Urma cenușie. Este izotrop. Duritatea 5,5—6. Greutatea specifică 4,03.

*Condiții de zăcămînt.* A fost găsit ca mineral primar împreună cu monazit, rutil, granat, turmalină și beril în pegmatitele de la Pisek-Boemia.

## I.8. SILICAȚI

### *NESOSILICAȚI*

**Thorit** — $Th[SiO_4]$. Denumirea de thorit, ca și denumirea elementului Th, provin de la Thor, zeul scandinav al războiului. Datorită culorii galben-portocalie a mineralului, Bergeman (1851) i-a spus **orangeit**, iar Collier (1880), avînd în vedere și conținutul de U (max. 10%), l-a denumit **uranothorit**. În mod normal, conținutul de $ThO_2$ din thorit este de 49,75%.

Un număr mare de minerale au fost considerate ca specii distincte, însă ulterior pe baza unor date incontestabile s-a demonstrat că sînt înrudite cu thoritul. În acest sens C. Frondel (1953) semnalează prezența a două minerale total diferite. Unul din acestea este *thoritul* $Th[SiO_4]$ cu forma sa patratică și formula chimică asemănătoare zirconului $Zr[SiO_4]$. Prin alterare, thoritul trece într-o stare metamictică necristalizată prin procese de hidratare simultană cu oxidarea parțială a $Fe^{2+}$ și $U^{4+}$ în $Fe^{3+}$ și $U^{6+}$. Produsul rezultat se întîlnește ca pseudomorfoze, este izotrop și nu dă rezultate concludente la analizele roentgen.

Al doilea mineral este **thorogummitul**, care pare să fie o varietate chimică izostructurală a thoritului, în care s-a produs o substituție în serie a $SiO_4$ cu $OH_4$. Se întîlnește ca produs de alterare, la temperatură joasă, a thoritului, thorianitului și yttrialitului. În constituția chimică a thoritului se cunosc frecvente procese de substituție a Th cu U și pămînturi rare în special, și în mai mică măsură cu Ca, $Fe^{+2}$, $Fe^{+3}$, Mn și Al. ($PO_4$) uneori înlocuiește în mici cantități ($SiO_4$), determinînd astfel formarea unei noi specii cu conținut ridicat de P (**auerlit**).

Thoritul conține mici cantități de As și Pb. Acesta din urmă este în mare măsură sau chiar integral, de origine radiogenă. Pentru a stabili conținutul real de elemente chimice, primare sau secundare, din mineralele thorifere, s-au efectuat numeroase analize chimice determinîndu-se următoarele conținuturi: $CaO = 1,39\%$; $MgO = 0,05\%$; $PbO = 1,26\%$; $Ce_2O_3 = 1,54\%$; $Y_2O_3 = 1,58\%$; $Fe_2O_3 = 6,59\%$; $Al_2O_3 = 0,12\%$; $ThO_2 = 48,66\%$; $UO_2 = 9\%$; $SiO_2 = 17,47\%$; $P_2O_5 = 0.93\%$; $H_2O^+ + H_2O^- = 10,88\%$; reziduu 0,73%.

Calciul sub formă de CaO apare în thorit în conținuturi de 1—4%, iar în calciothorit pînă la cca 7%.

Ferul, semnalat de obicei sub formă de $Fe_2O_3$, care probabil a fost ca $Fe^{2+}$ se găsește în conținuturi de 1—8%, iar în ferrothorit pînă la cca 13%.

Plumbul este sub 2% în timp ce MgO este indispensabil, însă cu conținuturi mai mici de 1%.

Ceriul, ytriul și alte pămînturi rare sînt prezente în cantități de cîteva procente și chiar mai mult în unele varietăți.

Zirconiul este rar semnalat și atunci cînd există nu depășește 2% $ZrO_2$. În thorgummit, conținutul de $ZrO_2$ este de 4,78%.

Uraniul este prezent ca $U^{4+}$, dar și ca $U^{6+}$, sau în ambele forme. Thoritul cu conținut ridicat de U (uranothorit) are pînă la cca 12% $UO_2$. Limita de înlocuire a U în thorit este mult mai mare decît în zircon. Compusul anhidru patratic $U[SiO]_4$ nu se cunoaște în natură, dar o varietate hidratată a acestui compus este thorogummitul (Th, U) [($SiO_4$), ($OH)_4$] Una din analizele pe thorogummit, mineral înrudit cu thoritul, indică conținut de U mai mare decît Th.

Thoritul poate suferi procese de alterare secundară, prin care se modifică structura și compoziția sa chimică. Din punct de vedere structural mineralul își schimbă forma prin cristalizare, devenind metamictic. E izotrop și necaracteristic în analizele roentgen. Aceste transformări apar ca urmare a radiațiilor rezultate din dezintegrarea U și Th.

*Proprietăți cristalografice.* Thoritul cristalizează în sistemul patratic. Această simetrie a fost recunoscută pe baza relațiilor sale izostructurale cu zirconul (Brogger, 1890). Cristalele de thorit seamănă cu cele de zircon, dar sînt neregulate și alterate și nu permit măsurători precise ale constantelor optice (fig. I.53). Cristalele thoritului sînt, de obicei, scurte, prismatice după (100) și piramidale după (101) sau după (010).

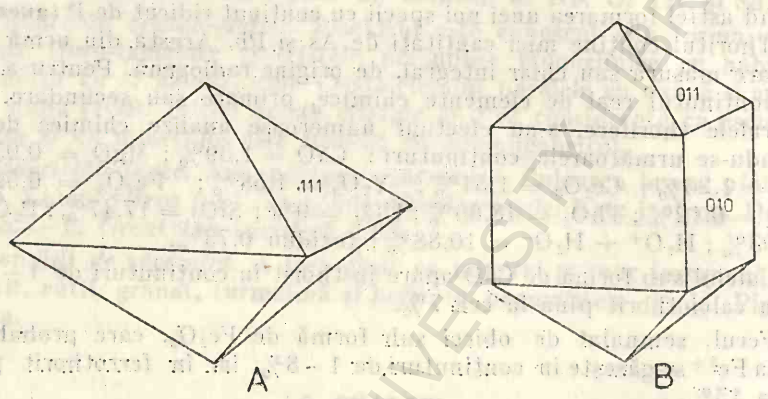



Fig. I.53. Thorit: *A* — Habitus piramidal cu (111); *B* — habitus prismatic cu (011) și (010).

*Proprietăți fizice.* Are clivaj distinct după (110), care în formele metamictice, în mod obișnuit, nu se observă. Spărtura este concoidală pînă la subconcoidală și aschioasă. Culoarea este galben-brună, galbenă, pînă la galben-portocalie. Mai poate fi neagră-brună, pînă la brun-închis și brun-roșcată. Foarte rar poate fi neagră-verzuie pînă la verde. Este translucid pînă la opac și transparent în secțiuni subțiri sau granule mici. Nu este fluorescent. Luciul mineralelor proaspete este vitros pînă la rășinos, uneori gras. Duritatea $\approx 4{,}5$. Greutatea specifică este variabilă (6,7—4,1), descrescînd pe măsura creșterii conținutului de $H_2O$; în mod normal variază între 4,3 și 5,4.

*Proprietăți optice.* Thoritul uranifer este uniax pozitiv ($\omega = 1{,}818$—$1{,}825$; $\varepsilon = 1{,}839$—$1{,}840$). O varietate fosfatică de thorit din Noua Zeelandă, descrisă de Hutton, este uniax pozitivă ($\omega = 1{,}78$; $\varepsilon = 1{,}79$). Cristalele nemetamictice pot fi dicroice, în nuanțe de verde, cu absorbția $\omega < \varepsilon$. Culoarea granulelor metamictice este maron deschisă pînă la galben-oliv și verde.

Thoritul metamictic este izotrop, iar indicele de refracție variază odată cu schimbarea compoziției și gradului de umiditate. Acesta crește,

probabil, pe măsura creşterii procesului de substituţie a Th cu U, însă valoarea indicelului de refracţie este în funcţie de umiditate a mineralului.

Thoritul se aseamănă bine cu huttonitul, thorogummitul şi zirconul. De acesta din urmă se deosebeşte prin indicii săi de refracţie relativ mari, duritatea superioară şi valoarea liniilor roentgenografice reprezentative. Habitusul cristalelor este similar.

Zirconul metamictic seamănă cu thoritul metamictic.

Deosebirea între thorit şi thorogummit constă în prezenţa sau absenţa apei de constituţie. Datele referitoare la intervalele de difracţie a razelor X pentru thorit sînt identice cu ale thorogummitului:

| $d$(Å) | $I$ | $d$(Å) | $I$ |
|---|---|---|---|
| 4,69 | 9 | 1,45 | 3 |
| 3,56 | 10 | 1,123 | 7 |
| 2,84 | 7 | 1,059 | 0,5 |
| 2,66 | 8 | 1,049 | 0,5 |
| 2,52 | 5 | 1,024 | 3 |
| 2,22 | 0,5 | 1,016 | 0,5 |
| 2,01 | 5 | 0,990 | 0,5 |
| 1,89 | 6 | 0,984 | 2 |
| 1,84 | 10 | 0,972 | 3 |
| 1,787 | 5 | 0,950 | 5 |
| 1,749 | 6 | 0,918 | 4 |
| 1,672 | 3 | 0,900 | 3 |
| 1,599 | 5 | 0,890 | 2 |
| 1,571 | 4 | 0,875 | 1 |
| 1,486 | 6 | 0,865 | 2 |
| 1,438 | 7 | 0,861 | 0,5 |
| 1,396 | 6 | 0,840 | 1 |
| 1,336 | 8 | 0,839 | 1 |
| 1,282 | 7 | 0,819 | 3 |
| 1,264 | 0,5 | 0,805 | 1 |
| 1,182 | 7 | 0,798 | 5 |
| 1,168 | 1 | | |

*Condiţii de zăcămînt.* Se cunosc mai multe tipuri de mineralizaţii şi zăcăminte:

1. În pegmatite granitice (Norvegia, Scoţia, S.U.A., Australia, Madagascar, Zimbabwe.

2. Ca mineral accesoriu în granite (S.U.A., U.R.S.S.), sienite şi sienite alcaline (Norvegia), sienite augitice şi pegmatite nefelino-sienitice.

3. În marmore pirometasomatice şi metapiroxenite (Ontario).

4. În carbonatite (California, Colorado).

5. În filoane de cuarţ — hematit — baritină (Idaho, Montana, Colorado).

6. În filoane de temperatură joasă sau medie, bogate în fluorină (Colorado).

7. În aluviuni fluviale și marine (Nigeria, Congo, Noua Zeelandă, Alaska, California).

*

În structura chimică a mineralelor de thorit se cunosc numeroase procese de substituție a thoriului cu uraniu (uranothorit, enalit) și pămînturi rare (freyalit, cukrasit) și în măsură mai mică cu calciu (calciothorit), fer (ferrothorit, parathorit) și fosfor (auerlit). Aceste minerale sînt identice, sau înrudite cu thoritul.

● **Auerlit** — $[ThO_2 \mid SiO_2 \mid 1/2\ P_2O_5] \cdot 2H_2O(?)$. Este un silicat de Th hidratat, înrudit cu zirconul și thoritul, ai căror termeni de $(SiO_4)$ au fost înlocuiți parțial de $(PO_4)$.

Se știe că o serie izomorfă care presupune substituția $(PO_4)$ și $(SiO_4)$ apare în zircon, xenothim și monazit și este foarte posibil ca același proces să se petreacă și în cazul thoritului. În această idee, auerlitul poate fi considerat ca o specie fosfatică superioară a thoritului, sau thorogummitului cu raportul $(PO_4) : (SiO_4) \approx 0{,}8 : 1$. Analizele au arătat următoarele conținuturi în (oxizi): $ThO_2 = 70{,}13\%$; $CaO = 0{,}49\%$; $MgO = 0{,}29\%$; $Fe_2O_3 = 1{,}38\%$; $Al_2O_3 = 1{,}10\%$; $SiO_2 = 7{,}64\%$; $P_2O_5 = 7{,}64\%$; $H_2O$, $CO_2 = 11{,}21\%$.

Auerlitul apare sub formă de cristale prismatice, prisme și piramide asemănătoare zirconului.

Pe suprafețele de spărtură, mineralele au aspect rășinos, iar culoarea variază de la galben de lămîie pînă la brun-închis roșcat. La exterior este mat și alb-gălbui. Este subtranslucid pînă la opac. Duritatea 2,5—3.

Greutatea specifică cristalelor de culoare roșie-portocalie 4,42—4,76. Are $\varepsilon = 1{,}66$; $\omega = 1{,}65$; $\varepsilon - \omega = 0{,}01$.

Auerlitul a fost găsit în asociație cu zirconul. Foarte abundent în gnaisele și granitele alterate din mina Freeman și pe rîul Green, provincia Henderson. Se întîlnește împreună cu xenothimul în aceeași regiune, sub formă de concreșteri paralele pe zircon.

● **Ferrothorit.** Această denumire a fost atribuită de Lacroix (1923). Aparent mineralul este o varietate alterată a thoritului, cu conținut mare de Fe. Are următoarele conținuturi: $Fe_2O_3 = 13{,}1\%$; $ThO_2 = 61{,}5\%$; $U_3O_8 = 2{,}8\%$; $SiO_2 = 12{,}6\%$; $H_2O^+ = 5{,}50\%$; $H_2O^- = 4{,}0\%$.

Din cauza conținutului de Fe, mineralul are culoare roșie.

A fost găsit împreună cu betafit în pegmatitele din Madagascar, la Befarita.

Thorit cu conținut ridicat de Fe a fost descris și de Kalinin (1945) în U.R.S.S., la Sludianka și în Kirghizia de nord, apoi de Stark, Kravchenke și Mélikova (1941).

● **Parathorit.** A fost denumit astfel, după presupusa sa asemănare geometrică cu thoritul, însă mineralul cristalizează mai degrabă în sistemul rombic decît pătratic.

În compoziția chimică a parathoritului, alături de celelalte elemente principale mai intră Fe și probabil Ti.

● **Calciothorit.** A fost descris de Brögger (1887, 1890). Este o varietate cu Ca a thoritului și thorogummitului, cu raportul Th : Ca ≈ ≈ 1,8 : 1. Mecanismul compensării de valență nu este evident, dar se poate invoca o substituție a lui ($SiO_4$) cu 4($H_2O$) :

Mineralul reprezintă un produs de alterare a thoritului cu Ca și are următoarea compoziție : $Na_2O$ 0,67% ; CaO 6,93% ; MgO 0,04% ; $Ce_2O_3$ 0,39% ; $Y_2O_3$ 0,23% ; $Al_2O_3$ 1,02% ; $Mn_2O_3$ 0,73% ; $ThO_2$ 59,35% ; $SiO_2$ 21,09% ; Reziduu 9,39% : Proba analizată a fost uscată la 100°C, temperatură la care se pierde 2,3% din apă. $P_2O_5$ a fost găsit ca urme, B nu a fost identificat, iar despre U nu se face nici o mențiune.

Calciothoirtul prezintă spărtură concoidală. Are culoare roșie-intens, asemănătoare almandinului. Luciul este vitros. Este translucid. Duritate 4,5. Greutatea specifică 4,11. Este izotrop din punct de vedere optic.

Calciothoritul pare să fie de origine hidrotermală. A fost găsit sub formă de granule și mase reniforme de mărimea unei nuci, interstratificat în analcimul provenit din nefelin, sau feldspat din pegmatit de pe insula Arö și Laven din fiordul Langesund (Norvegia).

● **Freyalit.** Demour (1878) l-a denumit freyalit după numele zeiței scandinave Freya. Mineralul seamănă cu eukrasitul și thorogummitul din Iisaka (Japonia), prin conținutul foarte mare de pămînturi rare. Poate să fie un membru intermediar al seriei ce tinde spre complexul ipotetic $Ce[SiO_4]$.

Se pare că freyalitul se aseamănă cu thoritul de culoare cafenie. Zgîrieturile pe mineral au aspect sticlos. Are culoare cafenie. Luciul rășinos. Greutatea specifică : 4,06—4,17. Este translucid în secțiuni subțiri.

A fost găsit în apropiere de Barkevik, în fiordul Langesund din Norvegia.

● **Eukrasit.** Mineralul poartă denumirea de eukrasit, datorită compoziției sale destul de complexe, rezultată din mai multe analize efectuate : $Na_2O$ 2,48% ; $K_2O$ 0,11% ; MgO 0,95% ; CaO 4,00% ;

$Al_2O_3$ 1,77%; $Fe_2O_3$ 4,25%; $Er_2O_3$ 1,62%; $(La, etc.)_2O_3$ 2,42%; $CeO_3$ 6,13%; $CeO_2$ 5,48%; $ThO_2$ 35,96%; $MnO_2$ 2,34%; $ZrO_2$ 0,60%; $SnO_2$ 1,15%; $TiO_2$ 1,27%; $SiO_2$ 16,20%; Reziduu 9,15%.

Eukrasitul este o varietate de thorit, complet solubil în $H_2SO_4$ și parțial în HCl, cu degajare de Cl.

Mineralul are aspect masiv. Nu apare sub formă de cristale, așa cum s-a sugerat inițial (Brögger, 1890).

Spărtură concoidală. Culoare neagră-brună, pînă la brun-închisă. În granule mici este transparent. Luciul gras. Duritatea 4,5—5,0. Greutatea specifică 4,39. Este izotrop din punct de vedere optic și probabil metamictic. În exterior este profund alterat, căpătînd culoarea brună.

Eukrasitul, ca și freyalitul, poate fi o varietate a thoritului sau thorogummitului, relativ bogată în pămînturi rare.

Eukrasitul a fost găsit la Borsrö, în apropiere de Barkevik, în fiordul Längesund, Norvegia, unde este asociat cu fluorină violetă și biotit alterat, localizate în pegmatite cu piroclor (Brögger, 1890).

● **Enalit.** A fost descoperit de japonezii Enalit Kimura și Miyake (1923). Analiza chimică a arătat că acest mineral este o varietate uranică de thorit și thorogummit. Poate să fie chiar similar cu uranothoritul.

Cristalizează în sistemul pătratic. Are culoare galben-portocalie. Greutatea specifică 4,87. Indicele de refracție 1,68. Este slab birefringent.

Enalitul a fost găsit în nisipuri provenit din pegmatitele de la Korzugusawa — Fukuoka, districtul Gifu (Japonia).

**Thorogummit** — $(Th, U)[SiO_4, (OH)_4]$. Mineralul a fost denumit astfel de Hidden și Mackintosh (1889).

Este izostructural dar nu identic cu thoritul. Thorogummitul este un mineral secundar format din alterarea mineralelor primare de thoriu, iar din punct de vedere chimic reprezintă o varietate cu hidroxil a thoritului $Th[SiO_4]$, în care se produce o înlocuire în serie a $(SiO_4)$ cu $(OH)_4$. Nu se știe dacă procesul de substituție se extinde pînă la thoritul anhidru ($ThSiO_4$) sau poate să fie întîlnit și la thoritul de origine primară. S-ar putea ca acest fenomen să fie specific doar mineralelor secundare formate la temperaturi reduse.

Thorogummitul este un silicat hidratat de Th, care conține și U (2,5—31%), Pb și pămînturi rare în cantități variabile.

Unele analize demonstrează că thorogummitul are uneori conținuturi mai mari de U, decît de Th. Cantități mici de Zr, Ca, Al și Fe

sînt frecvent prezente ca substituenţi ai Th. $P_2O_5$ este semnalat în cantităţi de cîteva procente şi substituie sub formă de $(PO_4)$ radicalul $(SiO_4)$. Acest proces este bine stabilit, atît la thorit, cît şi la zircon. Mineralul denumit *hyblit* conţine $SO_4$, care substituie $SiO_4$.

Thorogummitul este de asemenea, izostructural cu coffinitul — $U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$ şi cu cyrtolitul $Zr(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$.

Au fost efectuate analize chimice pe probe recoltate din Texas (Hidden şi Mackintosh, 1889), Australia de Vest (Simpson, 1930), Japonia (Iimori şi Hata, 1938), U.R.S.S. — Karelia (Kostyleva, 1946) şi Africa de Sud (1932).

Proba recoltată din S.U.A. (Texas) se pare că a oferit cea mai concludentă analiză, din care a rezultat următoarea formulă: (Th, U) $[(SiO_4, (OH)_4)]$.

*Proprietăţi cristalografice.* Thorogummitul este cunoscut doar sub forma unor agregate microcristaline. Cristalizează în sistemul pătratic şi izostructural cu thoritul, iar celula sa elementară are următoarele dimensiuni: $a_0 = 7{,}07 - 7{,}08$; $c_0 = 6{,}26 - 6{,}28$; $c_0 : a_0 = 0{,}886 - 0{,}887$ $Z = 4$. Aceşti parametri sînt foarte apropiaţi de ai thoritului natural nemetamictic şi ai thoritului pătratic sintetic.

De obicei, thorogummitul se întîlneşte ca agregate compacte, fin granulare, depuse ca pseudomorfoze după thorit, sau alte minerale thorifere. Mai apare sub formă de cruste opalescente sau microcristaline, depuse pe cristale alterate de thorit (Hybla, Ontario) şi ca mase pămîntoase, nodulare pînă la compacte.

*Proprietăţi fizice.* Culoarea thorogummitului este brun-gălbuie sau cenuşiu-verzuie, alb-gălbuie, pînă aproape de alb. Varietăţile cu conţinut de $U^{+4}$ sînt negre şi cu luciu subvitros. Aceste varietăţi sînt relativ dure ($\approx 5{,}5$) şi reprezintă, de fapt, pseudomorfoze după thorit.

Luciul varietăţilor cu culoare deschisă variază de la mat pînă la subvitros. Nu este fluorescent. Greutatea specifică 3,2—5,4.

*Proprietăţi optice.* Thorogummitul este izotrop, cu valori ale indicelui de refracţie care variază de la 1,54 la 1,64. Cînd proba este încălzită, indicele de refracţie creşte.

Deosebirea dintre thorit şi thorogummit se face prin identificarea apei de constituţie ca OH în loc de $SiO_4$ existentă în mineralele de thorogummit. Determinarea acestui proces de substituţie se face prin studiul asupra deshidratării mineralelor, efectuarea unor analize chimice şi măsurători de absorbţie în infraroşu pentru a stabili (OH). Numai prin analize chimice calitative, thorogummitul nu poate să fie deosebit de thoritul metamictic, deoarece acesta din urmă are compoziţia chimică similară şi conţine multă apă de constituţie.

Determinarea intervalelor de difracție a razelor X, demonstrează că atît thorogummitul cît și thoritul au valori virtual identice :

| *d*(Å) | *I* | *d*(Å) | *I* |
|---|---|---|---|
| 4,695 | 9 | 1,379 | 2 |
| 3,537 | 10 | 1,326 | 3 |
| 2,821 | 4 | 1,267 | 2 |
| 2,653 | 6 | 1,172 | 4 |
| 2,499 | 3 | 1,130 | 1 |
| 2,336 | 0,5 | 1,112 | 2 |
| 2,203 | 4 | 1,088 | 0,5 |
| 2,000 | 4 | 1,055 | 0,5 |
| 1,869 | 3 | 1,039 | 0,5 |
| 1,818 | 6 | 1,021—1,013 | 1 |
| 1,767 | 1 | 0,976 | 3 |
| 1,740 | 1 | 0,953—0,951 | 2 |
| 1,653 | 1 | 0,908 | 3 |
| 1,582 | 1 | 0,888 | (d) |
| 1,565 | 1 | 0,833 | (d) |
| 1,469 | 2 | 0,807 | (d) |
| 1,431 | 3 | 0,791 | (d) |

*Condiții de zăcămînt.* Inițial thorogummitul a fost descris în pegmatitele cu pămînturi rare de la Baringer Hill, Texas. Mineralul din această regiune este pătratic, are culoare neagră și este practic un thorit transformat în thorogummit. Thorogummit a mai fost semnalat la Iisaka Fukushima-Ken, Japonia, ca produs de alterare a yttrialitului din pegmatite. Același thorogummit a fost denumit ulterior *nicolayit*. Minerale asemănătoare cu thorogummitul au fost semnalate la Hybla-Ontario (*hyblit*), Wodgina-Australia de Vest (*hydrothorit*, *maintlandit*) etc.

**Coffinit** — $U[SiO_4]$. Mineralul a fost descris de Stern și Stieff (1953)

Coffinitul este un silicat de $U^{4+}$, care conține și o cantitate variabilă de hidroxili (OH), în loc de $SiO_4$. În unele probe bogate, dar impure, conținutul de $UO_2 = 46—68\%$. Materialul analizat a avut caracter fin granular și era amestecat cu substanțe organice, argilă și minerale de U și V. Prezența As, P și V în unele probe analizate nu este reprezentativă. Cu toate acestea este posibil ca ($PO_4$) să poată înlocui cel puțin ($SiO_4$) dacă se realizează compensarea de valență. Conținutul de Al din probele analizate provine din amestecul de argilă. Din analizele chimice rezultă conținuturi destul de variabile : $UO_2 = 46 — 68\%$; $SiO_2 = 5,2 — 8,5\%$ ; $As_2O_5 = 1,44 — 4,35\%$ ; $Al_2O_3 = 3,87 — 10,12$; $V_2O_5 = 2,85 — 18,90\%$ ; $Fe_2O_3 = 1,24 — 4,49\%$ ; $P_2O_5 = 2,69$ ; $S = 0,80\%$ ; $Pb = 0,12—0,52\%$ ; $CaO = 2\%$.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează patratic și este izostructural cu zirconul. A fost găsit sub formă de agregate cristaline sau diseminări ale unor particule foarte mici. Dimensiunile celulei elementare sînt următoarele: $a_0 = 6{,}94$; $c_0 = 6{,}31$; $c_0 : a_0 = 0{,}909$. Încălzit la 500° în aer liber, dimensiunile celulei elementare s-au redus astfel: $a_0 = 6{,}85$ $c_0 = 6{,}15$.

Coffinitul încălzit la temperatura de 600°C, timp de 24 ore, își distruge aproape complet structura sa internă; încălzit mai departe, pînă la 680°C în $CO_2$, timp de 22 ore, structura mineralului nu suferă nici o transformare.

*Proprietăți fizice.* Culoarea coffinitului este neagră. Luciul este mat, sau adamantin, semănînd, în acest ultim caz, cu un cărbune superior. Are spărtură neregulată, sau concoidală. Duritatea 5—6. Greutatea specifică 2,2—5,1.

*Proprietăți optice.* Coffinitul este un mineral opac și izotrop, cu indicele de refracție 1,83—1,85. În secțiune lustruită, mineralul apare sub forma unor agregate cenușii, pînă la negre.

În eșantioane, coffinitul seamănă foarte bine cu uraninitul microcristalin, cu care este deseori asociat sau amestecat (Colorado). Poate fi ușor confundat cu unii compuși negri de vanadiu, cu valență mică (corvusit, uvanit, vanoxit, rauvit, montroseit) și poate să nu fie recunoscut atunci cînd este în amestec cu material cărbunos.

Pentru diagnosticarea coffinitului se folosesc analize chimice și diagrame Debye Sherer.

*Condiții de zăcămînt.* Condițiile de formare a coffinitului în formațiuni geologice sedimentogene nu sînt bine cunoscute nici în Platoul Colorado. A fost găsit împreună cu uraninit și pechblendă în zonele mai de adîncime ale zăcămintelor neoxidate, fiind format, probabil, la temperaturi și presiuni relativ joase. Prezența unor minerale de vanadiu cu valența mică în minereuri neoxidate sugerează că coffinitul s-a format într-un mediu puternic reducător. În mod frecvent acest mineral este asociat cu uraninit, montroseit și alte minerale de vanadiu, cu valență mică, precum și cu substanțe vegetale incarbonizate. În Colorado (Cooper-King), coffinitul a fost semnalat împreună cu uraninit și unele sulfuri metalifere, localizate pe un filon de tip hidrotermal. În sud-vestul statului Colorado și sud-estul statului Utah, coffinitul formează centura mineralizată Uravan. Se găsește, de asemenea, în orizontul Shinarump al formațiunii Chinle (Triasic), în depozitele de vîrstă permiană din Colorado și Texas, în formațiunile laramice din Colorado, pe filoane de vîrstă terțiară și în numeroase mine și regiuni din statul Wyoming.

**Huttonit** — $Th[SiO_4]$. Mineralul poartă numele mineralogului C. Obsborne Hutton, fiind semnalat pentru prima dată în Noua Zeelandă, unde se găsește în asociație cu scheelit, casiterit cu conținut de Th, uranothorit, aur, zircon și ilmenit.

Huttonitul este un silicat de Th dimorf cu thoritul și izostructural cu monazitul, avînd următoarele conținuturi: $ThO_2 = 76,6-81,4\%$; $SiO_2 = 18,5-19,7\%$; $Fe_2O_3 = 1,2\%$; $Ce_2O_3 = 2,6\%$. În afară de elementele menționate sînt prezente ca urme Mn și $P_2O_5$.

*Proprietăți cristalografice.* Huttonitul cristalizează în sistemul monoclinic. Mineralul este cunoscut doar sub formă de granule anhedrale mici în nisipuri litorale. După Pabst (1951), dimensiunile celulei elementare ale huttonitului sînt următoarele: $a_0 = 6,80$; $b_0 = 6,96$; $c_0 = 6,54$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,977 : 1 : 0,940$; $\beta = 104°55'$; $Z = 4$.

*Proprietăți fizice.* Are clivaj bun după (001) și slab după (100).

Spărtură concoidală. Este incolor pînă la alb-gălbui, foarte deschis. Luciul adamantin. Este fluorescent în lumină ultravioletă. Greutatea specifică măsurată 7,1; calculată 7,18.

*Proprietăți optice.* Huttonitul este un mineral biax pozitiv cu $2V = 25°$. Are următorii indici de refracție: $n_p = 1,898$; $n_m = 1,9$ (calculat); $n_g = 1,922$; $r < v$ moderat.

Indicii de difracție ai huttonitului sînt mai mari decît ai thoritului și monazitului. Atunci cînd în structura sa se găsește U, huttonitul devine metamictic. Diagrama de difracție a razelor X pentru huttonit este similară cu diagrama monazitului, deși poate să fie uneori și diferită.

*Condiții de zăcămînt.* Huttonitul este un mineral primar, semnalat în nisipurile unor localități din Noua Zeelandă.

Mineralul probabil că a fost levigat și transportat din șisturile situate în imediata apropiere a depozitelor aluvionare.

*NESO-SUBSILICAȚI*

**Sklodowskit** — $MgH_2[UO_2 | SiO_4]_2 \cdot 5H_2O$. Denumirea este dată după numele Mariei Curie (Sklodowska). Este un silicat hidratat de Mg și U. Deoarece analizele chimice efectuate nu sînt concludente, pentru determinarea mineralului s-au folosit și alte genuri de analize (roentgen, constante optice etc.).

Analiza efectuată pe material din Shinkolobwe (Zair) indică prezența în el a Ca mai mult decît Mg, ceea ce ar corespunde uranophanului magnezian, însă după orientarea optică mineralul corespunde mai mult sklodovskitului. Conținuturile semnalate de Ni, Co, Te și Pb (Schoep 1924 a) provin din impuritățile existente în proba globală.

*Proprietăți cristalografice.* Sklodovwskitul cristalizează în sistemul monoclinic. A fost găsit sub forma unor mici cristale aciculare, sau sferulite fibroradiare, granular, compact și foarte rar cu fețe distincte.

Are următorii parametri: $a_0 = 17{,}28$; $b_0 = 7{,}03$; $c_0 = 6{,}56$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2{,}458 : 1 : 0{,}934$; $\beta = 105°53'$.

*Proprietăți fizice.* Culoarea este galbenă ca lămîia. Luciul cristalelor fibroase este gras, iar al cristalelor izometrice este subvitros. Nu este fluorescent în lumină ultravioletă. Greutatea specifică $\approx 3{,}77$.

*Proprietăți optice.* Este biax negativ, cu $2V$ foarte mare; $r < v$. Are următorii indici de refracție: $n_p = 1{,}613$; $n_m = 1{,}635$; $n_g = 1{,}657$; $n_g - n_p = 0{,}044$. Pleocroismul său prezintă următoarea variație: după $n_p$ = incolor; după $n_m$ = galben-deschis; după $n_g$ = galben.

Orientarea optică a sklodowskitului diferă de a uranophanului, planul axial al acestuia din urmă fiind paralel cu axa *b*. Ca aspect sklodowskitul este asemănător cu uranophanul și β-uranophanul. Se deosebește de uranophan prin orientarea sa optică, iar de β-uranophan prin extincția optică și indicii de refracție mai mari. Intervalele de difracție a razelor X pentru sklodowskit sînt net diferite de ale α-uranotilului și ale izomerului acestuia (β-uranotilul), deși împreună fac parte din aceeași grupă a silicaților de uraniu:

| *d*(Å) | *I* | *d*(Å) | *I* | *d*(Å) | *I* |
|---|---|---|---|---|---|
| 8,42 | 10 | 2,70 | 1 | 1,848 | 2 |
| 6,32 | 2 | 2,66 | 1 | 1,821 | 0,5 |
| 5,91 | 5 | 2,52 | 1 | 1,801 | 1 |
| 4,82 | 4 | 2,34 | 2 | 1,768 | 1 |
| 4,51 | 1 | 2,27 | 0,5 | 1,740 | 1 |
| 4,33 | 4 | 2,22 | 2 | 1,707 | 1 |
| 4,19 | 8 | 2,19 | 2 | 1,672 | 0,5 |
| 4,00 | 5 | 2,17 | 2 | 1,647 | 1 |
| 3,52 | 6 | 2,13 | 3 | 1,623 | 2 |
| 3,27 | 7 | 2,09 | 3 | 1,593 | 1 |
| 3,00 | 6 | 1,985 | 2 | 1,563 | 1 |
| 2,87 | 5 | 1,961 | 2 | 1,540 | 1 |
| 2,80 | 2 | 1,918 | 2 | 1,512 | 1 |
| 2,74 | 2 | 1,884 | 1 | 1,480 | 1 |

* — Probă din Shinkolobwe — Zair.

*Condiții de zăcămînt*; Sklodowskitul se formează prin acțiunea apelor meteorice încărcate cu silice asupra mineralelor primare de uraniu sau chiar asupra mineralelor secundare preexistente. Împreună cu uranophanul și β-uranophanul face parte din ultimele minerale secundare de uraniu specifice unei anumite parageneze.

Este un mineral destul de rar în natură. Se găsește, în special, la Shinkolowbe (Zair), în zona de oxidație a zăcămîntului, sub formă

diseminată, cît și ca umplutură a fisurilor din breccia silicioasă asociat cu uranophan, curit, soddyit, schoepit și kasolit.

Bültemann (1951) l-a semnalat la Wölsendorf — Bavaria. Frondel (1956) l-a descris ca pe un mineral obișnuit al zonei externe silicioase a mineralizațiilor de gummit, format pe seama uraninitului, sau pechblendei. A fost găsit în Canada la Goldfields-Saskatchewan, în SUA în gresii, la sud-est de Fruita-Utah și la Honeycomb Hills în apropiere de Callao (Utah), asociat cu fluorină, soddyit și uranocircit.

**Cuprosklodowskit** — $CuH_2[UO_2 | SiO_4]_2 \cdot 5H_2O(?)$. A fost studiat și descris prima dată de Novaček sub numele de Jachimovit, pe un eșantion din zăcămîntul Jachimov — Cehoslovacia. J. P. Vaes (1932—1933) l-a regăsit în Zair. A. Schoep (1936) citează asociația mineralului verde din Congo cu sklodowskit, uranopilit, chrisocol și oligist. D. D. Hogarth (1951) semnalează cuprosklodowskit asociat cu alte minerale de uraniu din Canada, la mina Nicholson din Saskatchevan. Eșantioane cu cuprosklodowskit s-au găsit și în Maroc la Amelal, regiunea Argona-Bigondine.

Cuprosklodowskitul este un silicat hidratat de Cu și U probabil izostructural cu uranophanul și sklodowskitul. Are următoarea compoziție chimică : $CuO = 9—9,07\%$ ; $PbO = 0,18\%$ ; $UO_3 = 64,6—65,02\%$; $SiO_2 = 13,40—14,4\%$ ; $H_2O = 11,72—12,29\%$.

Analizele efectuate de Novaček (1935) pe probe din zăcămîntul Jachimov (nr. 2, 3) s-au făcut pe cristale de uranocalcit și respectiv de voglianit. Una din aceste analize s-a efectuat pe o probă din zăcămîntul Kalongwe din Zair, în care s-au găsit și urme de $Fe_2O_3$.

Analize similare, efectuate de Roubault et al (1960), pun în evidență aceleași elemente chimice.

*Proprietăți cristalografice.* Cuprosklodowskitul cristalizează în sistemul monoclinic, fiind izostructural cu sklodowskitul și α-uranotilul. Celula sa elementară prezintă următoarele dimensiuni : $a_0 = 8,75$ ; $b_0 = 7,35$ ; $c_0 = 6,75$ ; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,190 : 1 : 0,918$ ; $\beta = 105°53'$.

Mineralul de la Jachimov se prezintă sub formă de mase mamelonare cu structură fibroasă. La Kalongwe, în Zair, apare ca agregate cristaline de culoare verde deschis. Mai poate fi întîlnit și sub formă de agregate stelare, aciculare și cruste fibroase amestecate cu dioptaz.

*Proprietăți fizice.* Are clivaj după (100) și (010). Nu este fluorescent. Duritatea 4. Greutatea specifică 3,5.

*Proprietăți optice.* Cuprosklodowskitul este biax, iar cristalele sînt alungite după axa *c*. Orientarea optică corespunde următorilor parametri : $x = a$ ; $y = b$ ; $z = c$.

Prezintă următorii indici de refracție : $n_p = 1,654$ ; $n_m = 1,655$ ; $n_g = 1,665$.

Pleocroismul este foarte clar după (010); $n_p$ = incolor, iar $n_g$ = = galben-verzui.

Analizele în raze X pe probe din Argana — Maroc, Zair şi Cehoslovacia au valori ale liniilor roentgenografice sensibil egale, deşi cele obţinute pe mineralul din zăcămîntul Jachimov sînt slabe şi difuze.

*Cobdiţii de zăcămînt.* Cuprosklodowskitul a fost găsit în unele zăcăminte de uraniu din Zair, asociat cu vandenbrandeit, chrisocol, malachit şi gummit. La Jachimov (Cehoslovacia) apare în parageneză cu liebigit, uranophan şi β-uranophan. Se găseşte de asemenea în RDG la Johanngeoregenstadt; în Canada la mina Nicholson unde este asociat cu uranophan, kasolit etc.); în SUA (Utah) mina Posey asociat cu becquerelit şi brochantit în zona de oxidaţie a zăcămintelor de uraniu; în Maroc, în compania dioptazului; în Franţa (regiunea Haute-Savoia), asociat cu oxizi negri de uraniu, calcantit, gips şi calcit.

**Uranocalcit.** Este un mineral insuficient studiat. E. Wm. Heinrich (1958) presupune că uranocalcitul nu ar fi un mineral de sine stătător, ci un amestec de diferiţi sulfaţi, carbonaţi şi silicaţi de uraniu.

A fost determinat de Buttgenbach (1933). Cristalizează în sistemul monoclinic şi are următorii parametri: $a_0 = 8,75$; $b_0 = 7,35$; $c_0 = 6,75$; $a_0 : b_0 : c_0 = 1,190 : 1 : 0,918$. $\beta = 105°53'$; $Z = 1$.

După valorile dimensiunilor celulei elementare, uranocalcitul este izostructural cu cuprosklodowskitul.

**Uranophan** — $CaH_2[UO_2 | SiO_4]_2 \cdot 5H_2O$. Mineralul a fost denumit astfel de Websky (1853, 1859). Identitatea uranophanului cu *uranotilul*, acceptată multă vreme de unii autori, printre care E. S. Dana (1892), a fost confirmată de C. Frondel (1956 b) demonstrînd, într-un fel, că speciile minerale de la Kupferberg şi Wölensdorf au fost identice.

Identitatea lambertitului cu uranophanul a fost stabilită de Larsen, Hess şi Schaller (1926). Lambertitul poartă numele lui Ross Lambert din Casper-yoming, cel care a descoperit zăcămîntul din apropiere de Lusk.

Uranophanul este un silicat hidratat de Ca şi U, fiind dimorf cu β-uranophanul. Formula sa structurală şi habitusul acicular al cristalelor sugerează structura unui inosilicat. O altă formulă pe care Strunz (1949) o interpretează ca aparţinînd unui nesosilicat — $Ca(UO_2)_2[OH | SiO_3]_2 \cdot 5 H_2O$ este mai apropiată de formula acceptată de cei mai mulţi cercetători. Are următoarea compoziţie chimică: $CaO = 5,27 - 8,53\%$; $Al_2O_3 + Fe_2O_3 = 0,14 - 0,51\%$; $UO_3 = 65,87 - 66,87\%$; $SiO_2 = 12,66 - 14,02\%$; $H_2O = 11,71 - 13,11\%$; reziduu = 0,45—2,60%.

*Proprietăți cristalografice.* Uranophanul cristalizează în sistemul monoclinic. După Novaček (1935) celula sa elementară are următoarele dimensiuni: $a_0 = 15{,}97$; $b_0 = 7{,}07$; $c_0 = 6{,}68$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2{,}259 : 1 : 0{,}945$; $\beta = 97°15'$.

Cristalele de uranophan sînt aciculare pînă la dimensiunea firului de păr și se întîlnesc ca agregate stelare, ramificate sau cruste.

Morfologia cristalelor este cunoscută doar din examinarea cristalelor mici, care au, de obicei, o secțiune transversală aproape patrată.

*Proprietăți fizice.* Are clivaj perfect după (010). Prezintă luciu vitros pe fețele de clivaj perfect. Agregatele masive au luciul mat, pînă la ceros. Culoarea este galbenă ca lămîia, pînă la galben mai slab, maroniu și galben-portocaliu. Cristalele sînt slab fluorescente, iar agregatele, masive de obicei, nu sînt fluorescente (Gorman și Nuffield, 1955). Duritatea $\approx$ $\approx$ 2,5. Greutatea specifică 3,7—3,9.

*Proprietăți optice.* V. R. Zepharovich consideră că uranophanul recoltat din zăcămîntul Wölsendorf este rombic; această interpretare, atestată de extincția optică paralelă a fost acceptată de E. S. Dana (1892) și de alți cercetători moderni. Direcția de alungire a cristalelor a fost considerată ca fiind axa $c$. Pjatnitzky (1892) amintește caracteristicile morfologice stabilite de Schrau (1873) și Zepharovich, care pe baza unor noi măsurători pe cristale din zăcămintele Schneeberg și Jachimov trag concluzia că mineralul este triclinic. După ei, mineralul are extincția oblică, spre deosebire de cercetările mai noi care presupun că extincția uranophanului este paralelă.

După Gorman și Nuffield (1955), uranophanul are simetrie monoclinică. Are următorii indici de refracție: $n_p = 1{,}659—1{,}674$; $n_m = 1{,}674—1{,}702$; $n_g = 1{,}682—1{,}713$; $n_g - n_p = 0{,}023 - 0{,}048$; $c : n_g = 29 - 57°$; $\beta = 91°$. Este optic negativ cu $2V = 63—73°$.

Larsen și Berman (1934) reluînd cercetările lui Pjatnithzky (1892) afirmă că uranophanul este probabil, triclinic, stabilind următoarele constante optice: $n_g : c = 2°$; $2V = 32°$; $r < v$ evident; $n_p = 1{,}642$; $n_m = 1{,}667$; $n_g = 1{,}669$; $n_g - n_p = 0{,}026$.

Branche, Chervet și Guillemin (1951) constată că unghiul de extincție al uranophanului este $\approx 3°$.

Varietățile de uranophan tipic nu se pot deosebi cu ochiul liber de β-uranophan. Există de asemenea o asemănare frapantă cu sklodowkitul și cu varietățile microcristaline de soddyit și kasolit. Deosebirea

dintre acestea şi uranophan se poate face prin analize optice şi roentgenografice :

| d(Å) | I | d(Å) | I | d(Å) | I |
|---|---|---|---|---|---|
| 7,88 | 10 | 2,69 | 4 | 1,747 | 3 |
| 6,61 | 4 | 2,63 | 5 | 1,717 | 1 |
| 5,42 | 4 | 2,57 | 2 | 1,659 | 2 |
| 4,76 | 5 | 2,52 | 2 | 1,601 | 1 |
| 4,29 | 2 | 2,40 | 1 | 1,597 | 2 |
| 3,94 | 9 | 2,26 | 2 | 1,537 | 2 |
| 3,60 | 4 | 2,20 | 4 | 1,496 | 2 |
| 3,51 | 4 | 2,10 | 5 | 1,641 | 2 |
| 3,41 | 1 | 2,06 | 2 | 1,442 | 2 |
| 3,35 | 1 | 1,969 | 7 | 1,382 | 1 |
| 3,20 | 5 | 1,906 | 2 | 1,372 | 1 |
| 3,09 | 1 | 1,889 | 1 | 1,345 | 1 |
| 2,99 | 8 | 1,867 | 3 | 1,325 | 1 |
| 2,91 | 8 | 1,827 | 1 | 1,262 | 1 |
| | | 1,769 | 3 | 1,239 | 1 |

* — Probă din pegmatitele Ruggles, Grafton Center N.H.

*Condiţii de zăcămînt.* Uranophanul este un mineral de origine exogenă. Poate fi întîlnit ca pseudomorfoze după uraninit, iar dacă alterarea mineralului este zonară, atunci uranophanul ocupă părţile cele mai periferice. Se întîlneşte, de asemenea ca înveliş de-a lungul fisurilor şi de-a lungul planelor de fractură din roci magmatice, sau de alt tip genetic, fără a fi în asociaţie cu mineralele primare de uraniu, părînd a fi depus direct din apele meteorice. Este un mineral obişnuit al zonei de oxidaţie de uraninit (Zair), fiind în acest caz printre ultimele minerale secundare, care s-au format prin alterarea uraninitului sau pechblendei.

Printre mineralele asociate se numără β-uranophanul, kasolitul, meta-autunitul, phosphuranylitul şi oxizii hidrataţi de uraniu.

Iniţial a fost identificat la Kupferberg (Silezia), atît ca pseudomorfoze după uraninit, cît şi ca agregate cristaline arborescente, localizate în partea oxidată a filoanelor de cupru. Acesta este materialul descris de Websky (1853) sub denumirea de uranophan. Ulterior a fost semnalat şi la Wölsendorf în Bavaria, sub forma unor cruste de cristale aciculare şi agregate nodulare, fibroase, plasate în cavităţile cu fluorină purpurie, format pe seama alterării pechblendei (Strunz, 1953).

A mai fost, de asemenea, identificat la Jachimov în Cehoslovacia, Schneeberg în R.F.G., Kasolo-Zair, S.U.A., U.R.S.S., India, Argentina, Canada, Franţa, Australia de Sud, Portugalia, Italia, Elveţia etc.

α-**Uranotil** — $CaH_2[UO_2 | SiO_4]_2 \cdot 5H_2O$. A fost descris de Websky (1853). Acest mineral este răspîndit în mai toate zăcămintele de uraniu din lume. În Franţa se găseşte în cea mai mare parte a zăcămintelor, însă singur nu formează niciodată acumulări importante. Împreună cu gummit, α-uranotilul formează adesea concentraţii mai mari.

α-Uranotilul este un silicat hidratat de Ca şi U. Analiza calitativă a mineralului a indicat prezenţa $SiO_2$, $UO_3$, CaO şi $H_2O$. Sub formă de urme mai apar $P_2O_5$ şi $CO_2$.

Din cauza cristalelor foarte fine, amestecate cu opal, oxizi de fier sau gummit, nu s-a putut efectua o analiză cantitativă edificatoare. Opalul formează la suprafaţa cristalelor un strat subţire, ceea ce explică totodată şi greutatea specifică destul de mică a mineralului.

În zăcămînt α-uranotilul este intim asociat cu gummit.

*Proprietăţi cristalografice.* Cristalizează în sistemul monoclinic şi are următorii parametri: $a_0 = 15{,}97$; $b_0 = 7{,}07$; $c_0 = 6{,}68$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2{,}259 : 1 : 0{,}945$.

Frecvent cristalele au formă bacilară de circa 2 mm şi sînt dispuse fie în rozetă cu diametrul de mai mulţi milimetri, fie în cruste fibro-radiare, cu grosimea de cca 0,5 cm, sau ca noduli, fără o structură vizibilă, cu aspect compact, amorf. În realitate mineralul are structură microcristalină.

În zăcămîntul Margnac II (Franţa) α-uranotilul apare pe unele filonaşe ca fibre paralele asociate cu calcitul. Aceste fibre sînt orientate paralel cu capetele filonaşului. De obicei, cristalele sînt foarte mici.

*Proprietăţi fizice.* α-Uranotilul are un clivaj perfect după (010). Spărtură concoidală. Culoarea variază de la alb slab-gălbui, la galben ca lămîia. Uneori culoarea este galben-portocalie, datorită prezenţei incluziunilor de oxizi de fer. Praful este incolor, spre gălbui.

Luciul sticlos cu aspect satinat la cristalele foarte fine. Duritatea 3. Greutatea specifică 3,68.

*Proprietăţi optice.* α-Uranotilul este mineral biax negativ. G. Branche, J. Chervet, C. Guillemin (1955) au determinat următorii indici de refracţie: $n_p = 1{,}659-1{,}674$; $n_m = 1{,}674-1{,}694$; $n_g = 1{,}682-1{,}707$; $n_g - n_p = 0{,}023-0{,}039$; $r > v$.

Este pleocroic. După $n_p$ = incolor, iar după $n_m$ şi $n_g$ = galben. Unghiul de extincţie $c$: $n_g = 29-60°$; $2V = 62-73°$.

*Condiţii de zăcămînt.* Zăcămintele de uraniu cu minerale de uranotil sînt destul de numeroase. În concentraţiile cu pechblendă, acest mineral reprezintă termenul final de transformare supergenă. Paragineza gummit — α-uranotil este foarte răspîndită în Franţa. Mineralul α-uranotil se depune din soluţii supergene încărcate cu ioni de uranil,

pe fisurile din pechblende sau din ganga acestora. Acest mod de formare este caracteristic şi altor minerale de uraniu, ca bequerelitul, renarditul şi kasolitul.

Mineralizaţii cu α-uranotil au fost semnalate în foarte multe zăcăminte din Franţa, Maroc şi Madagascar.

β-Uranotil — $CaH_2[UO_2|SiO_4]_2 \cdot 5H_2O$. Uranotilul, mineral sinonim uranophanului, a fost cunoscut în zăcămîntul Wölsendorf de Boricky (1970). La Jachimov, R. Novaček (1936) a denumit β-uranotil un alt mineral, care avea aceeaşi compoziţie ca şi uranotilul însă cu proprietăţi fizice diferite. Ulterior s-a găsit β-uranotil şi în S.U.A. la Bedford (statul New York) şi Spruce Mine în Carolina de Nord, ca şi la Wolsendorf în Bavaria (Steinocher, R. Novaček, 1939). A fost întîlnit, de asemenea, în mai multe zăcăminte din Franţa.

β-Uranotilul este un silicat hidratat de Ca şi U. Analizele chimice cantitative au indicat următoarele conţinuturi: $SiO_2$ = 13,1—14,02%; $UO_3$ = 66,29—66,81%; CaO = 6,1—7,32%; $H_2O$ = 12,87—16,22%; $CO_2$ — urme.

*Proprietăţi cristalografice.* Cristalizează în sistemul monociclic şi are următorii parametri: $b_0$ = 15,55; $c_0$ = 2 × 7,005; $a_0$ = 6,64; $b_0 : c_0/2 : a_0$ = 2,220 : 1 : 0,948.

Cristalele de β-uranotil prezintă următoarele forme şi habitusuri:

1. Prisme alungite cu dezvoltarea egală a feţelor (010) şi (100) (fig. I.54). Faţa (001) poate să dispară şi să fie înlocuită printr-o altă faţă (fig, I.55). Faţa (100) prezintă striuri foarte clare, care corespund unui clivaj mai slab după (010). Feţele foarte strălucitoare prezintă numeroase figuri de interferenţă şi nu permit efectuarea de măsurători (fig. I.56).

2. Cristale lamelare foarte aplatizate după (010), care ating cel mult 0,05—0,01 mm grosime. Acestea sînt formele cele mai rar întîlnite.

3. Lamele aplatizate şi nodule fibroradiare pe fisurile şi fracturile din gangă. Cristalele sînt grupate fie în fascicule divergente, fie în fascicule cu axe paralele. Foarte rar mineralul este amorf.

Cristalele sub formă de fascicule divergente sînt adesea zonate şi pot prezenta macle după (100), amintind macla de Karlsbad (fig. I.57).

*Proprietăţi fizice.* β-Uranotilul are clivaj foarte bun. Spărtura este concoidală. Cristalele sînt foarte fragile.

Culoarea este adesea galbenă uneori galbenă-aurie, galbenă-închisă şi în mod excepţional negricioasă. Cristalele sînt transparente la translucide, uneori opace. Luciul este adamantin, sau mat la varietăţile amorfe. Duritatea 4. Greutatea specifică 3,98.

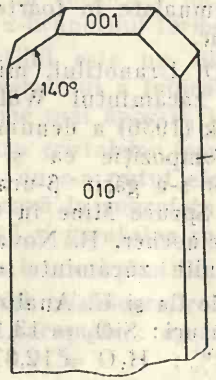



Fig. I.54. β-Uranotil. Prisme alungite după (100) și (010).

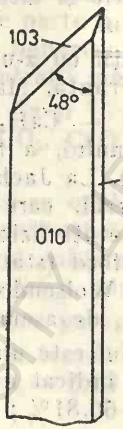



Fig. I.55. β-Uranotil. Prisme cu fața (103) apropiată de Sklodowskit.

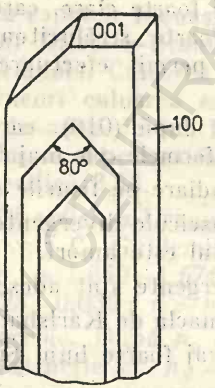



Fig. I.56. β-Uranotil. Cristale cu striuri verticale (010).

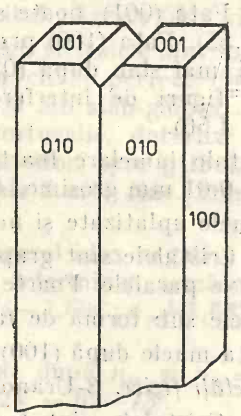



Fig. I.57. β-Uranotil cu macle după (100) — Karlsbad.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Proprietăți optice.* Indicii de refracție : $n_p = 1{,}665$ ; $n_m = 1{,}687$ ; $n_g = 1{,}695$. Aceste valori sînt cu mult mai mari decît la cristalele de uranotil. De altfel acesta este singurul criteriu de diferențiere a celor două minerale.

*Condiții de zăcămînt.* Mineralizații și zăcăminte cu β-uranotil se găsesc, de obicei, împreună cu minerale de α-uranotil, cele două specii mineralogice coexistînd în mod frecvent. Totuși mineralele de β-uranotil se găsesc mult mai rar decît cele de α-uranotil.

Eșantioane cu cristale de β-uranotil s-au găsit și în Niger (Agadess), unde sînt asociate cu cristale de sengierit.

β-Uranophan — $CaH_2[UO_2 | SiO_4]_2 \cdot 5H_2O$. Acest mineral este cunoscut mai ales în Franța, sub denumirea de β-uranotil. A fost denumit astfel datorită asemănărilor structurale cu uranophanul.

Din punct de vedere chimic este un silicat hidratat de Ca și U avînd următoarea compoziție : $CaO = 4{,}8-7{,}32\%$ ; $UO_3 = 53{,}5-66{,}9$ ; $SiO_2 = 12{,}9-31{,}9\%$ ; $H_2O = 9{,}9-12{,}87\%$.

În afară de aceste elemente principale din constituția materialului, G. Branche et al. (1951) menționează și prezența unor conținuturi scăzute de Pb și Fe, pe baza cărora s-a stabilit că β-uranophanul este sinonim cu β-uranotilul.

Steinocher și Novaček (1939) au ajuns la concluzia că diferența pronunțată a proprietăților optice ale β-uranophanului se datorează variației conținutului de $H_2O$ și mai ales efectelor produse de fenomenul substituție a Ca cu Pb, sau ca urmare a gradului de oxidare a U. Deoarece mineralul se găsește în exclusivitate în zona de oxidație a zăcămintelor, această ultimă ipoteză pare puțin verosimilă.

*Proprietăți cristalografice.* β-Uranophanul cristalizează în sistemul monoclinic. Celula sa elementară are următoarele dimensiuni : $b_0 = 15{,}55$ ; $c_0 = 2 \times 7{,}005$ ; $a_0 = 6{,}64$ ; $b_0 : c_0/2 : a_0 = 2{,}220 : 1 : 0{,}948$; $\beta = 91°$.

A fost găsit ca pseudomorfoze și agregate subradiale pînă la forme de evantai, constituite din cristale aciculare, lungi de circa 1mm. Cristalele aciculare sînt, în mod obișnuit, ceva mai groase decît cele de uranophan și sklodowskit, dar totuși prea mici pentru a permite executarea unor măsurători geometrice satisfăcătoare. Acestea au forme prismatice, alungite după axa „c" și au o secțiune pătrată, sau dreptunghiulară, ca urmare a dezvoltării fețelor (010) și (100), care uneori sînt oarecum aplatizate (010). În mod obișnuit aceste cristale sînt terminate cu o față relativ mare, după (001).

Cristalele de β-uranophan prezintă o zonare evidentă. La acest tip de cristale se observă variația proprietăților optice. Prezintă, macle

după (100). În mod normal, aceste macle sînt asemănătoare cu maclele de Karlsbad (fig. I. 58).

*Proprietăți fizice.* β-Uranophanul are un clivaj perfect (010) și altul după (100). Prezintă spărtură concoidală. Culoarea, de obicei, este verde-gălbuie, verzuie, galbenă ca lămîia, sau galbenă deschisă. Luciul este vitros la cristale și mătăsos la agregatele fibroase, tinzînd spre luciu gras. Este fluorescent. Prezintă culoare verde-slab. Duritatea 2,5—3. Greutatea specifică 3,9.

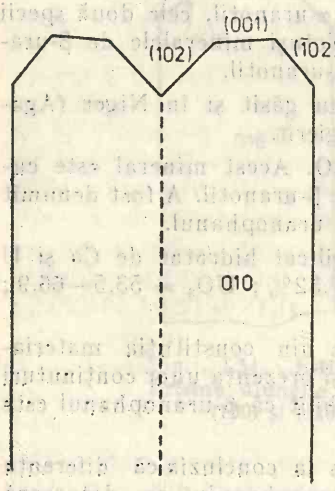


Fig. I,58. β-Uranophan. Proiecția în plan (010) a unui cristal maclat după (100).

*Proprietăți optice.* β-Uranophanul este un mineral biax optic pozitiv cu $2V = 35-77°51'$. Are următorii indici de refracție: $n_p = 1{,}659-1{,}674$; $n_m = 1{,}674-1{,}702$; $n_g = 1{,}682-1{,}713$; $c : n_g = 29°-57°$; $n_g - n_p = 0{,}023 - 0{,}046$. Este pleocroic. După $n_p$ = incolor, iar după $n_m$ și $n_g$ = galben ca lămîia.

Prezintă dispersie încrucișată, puternică cu $r > v$. Unele cristale au extincție paralelă, dar nu au dispersie, iar altele prezintă extincție oblică și dispersie puternică, astfel că în lumină naturală extincția nu este totală în nici o poziție. Adesea, cristalele au structură zonară, iar zonele interne au indici de refracție și birefrigență mai mici și unghiul de extincție mai mare decît la zonele exterioare.

Din punct de vedere optic, β-uranophanul poate fi deosebit de uranophan și sklodowskit prin unghiul de extincție și indicii săi de refracție, relativ mari față de cele două minerale. Diagrama de difracție a razelor X este de asemenea similară cu a β-uranotilului și a uranophanului.

*Condiții de zăcămînt.* β-Uranophanul a fost descris inițial în zăcămîntul Jachimov din Cehoslovacia, unde a fost găsit sub formă de pseudomorfoze aciculare după pechblendă și uraninit, fiind asociat cu liebigit și calcit. Ulterior a fost semnalat și la Wölsendorf în Bavaria (Steinocher, Novaček, 1939). Uranophan de tip filonian a mai fost găsit și în munții Harz, în Franța și Austria.

În pegmatite a fost identificat în Spruce-Pine (Carolina de Nord), Bedford (New York), Ruggles și Palermo (New Hampshire), Maje

Georgia), Faraday (Ontario), Radjputan (India), Cordova (Argentina), în Pennsylvania, Platoul Colorado, Utah. În Colorado, aproape de Kleimaks, β-uranophanul a fost întîlnit sub forma unor incluziuni în riolit-porfire, împreună cu pechblendă.

**Ba-Uranotil.** L. N. Belova (1958) descrie acest mineral pe care l-a identificat alături de uranocircit, pechblendă oxidată cu soddyit, uranotil și meta-zeunerit, într-un filon de baritină. Lipsa de material suficient n-a permis efectuarea unei analize chimice complete pentru a-i stabili formula chimică. Doar o singură analiză semi-cantitativă spectografică a evidențiat prezența Ba, U, Si, Mo, Al, Ca, Mg, Zn și Ti.

Ba-uranotilul se prezintă sub forma unor mase columnare, care la microscop apar ca niște agregate radiale, constituite din cristale subțiri, solzoase.

Este biax pozitiv și are următorii indici de refracție: $n_p = 1{,}797$; $n_m = 1{,}818$; $n_g = 1{,}820$. Are extincție oblică și este plecroic. După $n_p$ este aproape incolor, pînă la galben-deschis, iar după $n_g$ prezintă o culoare galbenă strălucitoare. În lumină ultravioletă este fluorescent (verde-gălbui).

Diagrama de difracție a razelor X se aseamănă foarte mult cu a altor silicați de uraniu, îndeosebi cu cuprosklodowskitul.

**Kasolit** — $Pb_2[UO_2 \mid SiO_4]_2 \cdot 2H_2O$. Schoep (1921) l-a denumit kasolit, după numele localității Kasolo din Katanga-Zair.

Este un silicat hidratat de U și Pb, solubil în acizi. Analiza calitativă a kasolitului indică prezența $SiO_2$, $UO_3$, PbO, $Fe_2O_3$, $H_2O$ și urme de $Na_2O$, BaO și CuO. Pe o probă recoltată din zăcămîntul La Faye din Franța s-a efectuat o analiză cantitativă, ale cărei rezultate indică o compoziție chimică asemănătoare cu kasoitul din Katanga: $SiO_2 = 9{,}42\%$; $PbO = 36{,}20\%$; $UO_3 = 49{,}28\%$; $H_2O = 3{,}59\%$; $Fe_2O_3 = 0{,}41\%$; $CaO = 0{,}06\%$; $MgO = 0{,}03\%$; $CO_2 = 0{,}85\%$.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul monoclinic. Celula elementară a kasolitului are următoarele dimensiuni: $a_0 = 13{,}31$; $b_0 = 7{,}02$; $c_0 = 6{,}72$ — $a_0 : b_0 : c_0 = 1{,}896 : 1 : 0{,}957$; $\beta = 104°42'$.

Se cunosc trei tipuri principale de cristale:

1. Cristale alungite după axa *b*. Acestea sînt destul de răspîndite și au lungimi de maximum 2 mm și 1/5—1/4 mm lățime. Fețele (001) și (100) sînt distincte, în timp celelalte sînt rotunjite și mai puțin clare.

2. Cristale aciculare, aplatizate după (001). Mineralul apare ca agregate fibroradiare, mase microlitice, filonașe cu structură fibroasă. Lamelele aplatizate formează uneori rozete pe suprafața fracturilor din gangă (fig. I.59).

Fig. I.59. Kasolit. Agregate în formă de stea cu cristale lungi. La Faye, Grury (Sâone-et-Loire).

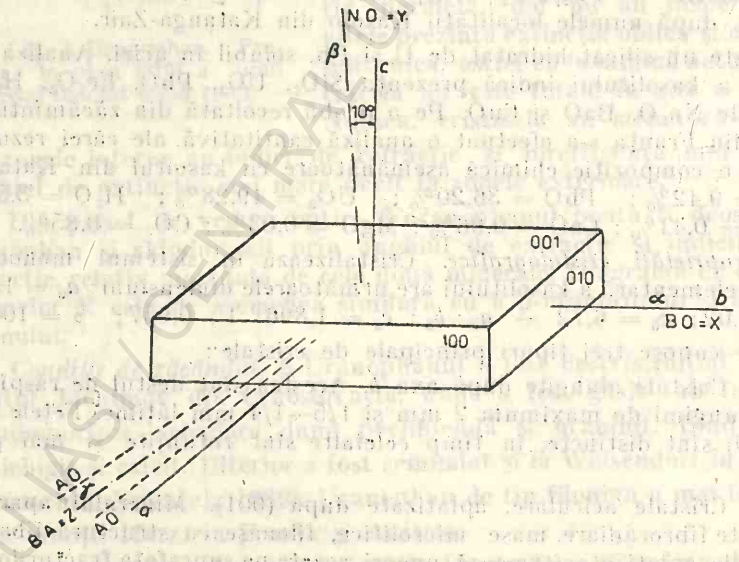



Fig I.60. Kasolit. Orientare optică.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3. Cristale masive, microcristaline, de culoare galbenă, cunoscute doar în zăcămîntul Kerségalec-Lignol (Morbihan).

*Proprietăți fizice.* Kasolitul are un clivaj perfect după (001) și bun după (100) și (010). Are culoare galben-ocru, mai mult sau mai puțin închisă, foarte rar galben ca lămîia, sau roșu-portocalie; în acest din urmă caz, kasolitul este asociat cu wölensdorfit. Există kasolit de culoare verde ce trece uneori spre negru-verzui; această specie are un conținut ridicat de $Fe_2O_3$.

Luciul este gras pe spărtură proaspătă. Pe fețele prismatice, aceleași cristale au un luciu sub-adamantin. În pulbere, culoarea variază de la galben-deschis, la brun foarte deschis.

Kasolitul are de obicei culoare și luciu care nu permit a fi confundat cu celelalte minerale secundare de uraniu. Faciesul fibroradiar ar putea să fie confundat totuși, cu β-uranotilul, însă conținutul de Pb din el permite diagnosticarea sa.

Cristalele sînt translucide. Duritatea 4—5. Greutatea specifică 6,46.

*Proprietăți optice.* Kasolitul este biax pozitiv cu extincția dreaptă lungirea este negativă (fig. I.60). Are următorii indici de refracție: $n_p = 1{,}89$; $n_m = 1{,}90$; $n_g = 1{,}967$; $n_g - n_p = 0{,}077$; $c : n_g = 1°$; $(+)2V = 43°$(Na) și 42°(Li).

Kasolitul se deosebește de alți silicați de uraniu prin habitusul cristalelor și indicii săi de refracție foarte mari. Cristalele masive seamănă bine ca aspect cu multe alte minerale de uraniu, printre care soddyitul și diferiți fosfați. Greutatea specifică este un mijloc util de diagnosticare.

Intervalele de difracție în raze X prezintă următoarele linii roentgenografice reprezentative:

| d(Å) | I | d(Å) | I | d(Å) | I |
|---|---|---|---|---|---|
| 6,48 | 5 | 2,73 | 2 | 1,897 | 1 |
| 6,09 | 3 | 2,63 | 2 | 1,873 | 4 |
| 5,25 | 3 | 2,46 | 3 | 1,838 | 2 |
| 4,71 | 3 | 2,40 | 1 | 1,813 | 2 |
| 4,20 | 7 | 2,36 | 3 | 1,735 | 5 |
| 4,13 | 3 | 2,17 | 5 | 1,674 | 5 |
| 3,51 | 7 | 2,09 | 1 | 1,651 | 2 |
| 3,33 | 2 | 2,06 | 1 | 1,474 | 1 |
| 3,24 | 10 | 2,03 | 2 | 1,452 | 5 |
| 3,05 | 7 | 1,957 | 5 | 1,363 | 1 |
| 2,90 | 8 | 1,922 | 1 | 1,325 | 3 |
| | | | | 1,298 | 2 |

* Material din Republica Centraafricană.

*Condiții de zăcămînt.* A fost cunoscut în Zair la Kasolo, unde există din abundență în vechile exploatări miniere, pe filoane cu uraninit și pechblendă, asociat cu torbernit, curit, dewindtit etc. A fost semnalat și la Wölsendorf în Bavaria. Sub formă de cruste galben-portocalii s-a întîlnit în minele Nicholson din Canada. În Franța, unicul zăcămînt care a oferit exemplare frumoase de kasolit este La Faye en Grury. În Africa se cunosc unele mineralizații de kasolit în Maroc și Republica Central Africană.

Kasolit sub formă de pseudomorfoze în pegmatite a fost semnalat în Africa de Sud, India și S.U.A. — New Hampshire.

Sub formă de cruste pe uraninit-pechblendă s-a găsit în Canada și Nevada.

**Pilbarit** — $PbO[ThO_2 \mid \cdot UO_3 \mid 2SiO_2] \cdot 4H_2O$ Simpson (1910) l-a denumit astfel după numele localității Pilbara din Australia de Vest unde a fost identificat inițial mineralul. Este un amestec de thorogummit și kasolit.

Pilbaritul pare a fi un silicat hidratat de Pb, Th și U cu următoarele conținuturi: $Na_2O = 0{,}04\%$; $K_2O = 0{,}09\%$; $CaO = 0{,}57\%$; $MgO = 0{,}21\%$; $PbO = 17{,}26\%$; $Al_2O_3 = 0{,}15\%$; $Ce_2O_3 = 0{,}19\%$; $Fe_2O_3 = 0{,}20\%$; $Y_2O_3 = 0{,}49\%$; $ThO_2 = 31{,}34\%$; $UO_3 = 27{,}09\%$; $Ta_2O_5 = 0{,}47\%$; $SiO_2 = 12{,}72\%$; $P_2O_5 = 1{,}08\%$; $H_2O = 7{,}66\%$.

Pilbaritul a fost găsit sub forma unor mase nodulare pămîntoase. Are culoare galben-verzuie. Duritatea 2,5—3. Este un mineral izotrop cu $N$ mai mic de 1,74. Prezintă incluziuni birefringente (Larsen, 1921). Este un produs de alterare alcătuit parțial din pseudomorfoze după silicatul de Pb. Este cunoscut doar în cîmpul aufer Pilbara — Australia de Vest. Două specii tipice de pilbarit au fost examinate de C. Frondel (1953) în raze X, obținînd rezultate diferite. Niciuna din aceste specii nu a putut să fie asemănată cu un alt mineral de uraniu sau thoriu. Se consideră, totuși, că el nu ar fi un mineral de sine stătător, ci ar reprezenta un amestec de thorogummit și kasolit (R. U. Honea, 1957).

**Orlit** — $3PbO[3UO_2 \mid 4SiO_2]6H_2O$ (?). A fost descris de Melkov (1956). Gheteva și Savelieva (1956), Soboleva și Pudovkina (1957) și Feischer (1958).

Mineralul este un silicat hidratat de Pb și U, în care conținutul de $UO_3 = 43{,}57\%$.

Orlitul apare sub forma unor cristale aciculare extrem de fine, care, la rîndul lor, formează agregate radiare.

Are culoare brun-gălbuie. Luciu ceros. Nu este fluorescent. Are extincție dreaptă, cu alungire negativă $n_m = 1{,}788$; $n_g = 1{,}793$. Liniile roentgenografice cele mai reprezentative sînt următoarele: 3,23; 1,68; 1,97; 1,85.

Orlitul a fost semnalat în U.R.S.S., în zona centrală a unui zăcământ de uraniu din riolite. Este asociat cu uranophan și kasolit. De altfel este foarte asemănător cu kasolitul.

**Boltwoodit** — $K_2H_2[UO_2 \mid SiO_4]_2 \cdot 4H_2O$. A fost studiat de C. Frondel și J. Ito (1956) pe minereuri de uraniu din unele zăcăminte uranifere din Platoul Colorado. Este un silicat hidratat de K și U. Spre deosebire de ceilalți silicați de uraniu, acesta are în constituția sa potasiu. Pe o probă de boltwoodit în amestec cu mici cantități de brochantit s-au efectuat unele analize chimice obținîndu-se următoarele conținuturi :

| | *Probă în amestec cu brochantit* | *Probă fără brochantit* |
|---|---|---|
| $K_2O$ | 8,03 | 9,4 |
| $Na_2O$ | 0,33 | 0,4 |
| $UO_3$ | 58,68 | 68,5 |
| $SiO_2$ | 12,74 | 14,8 |
| $CuO$ | 9,61 | |
| $SO_3$ | 2,12 | |
| $H_2O$ | 7,33 | 6,9 |
| Reziduu | 0,19 | |

*Proprietăți cristalografice.* Boltwooditul cristalizează în sistemul rombic sau monoclinic, la fel ca sklodowskitul, cu care pare să aibă mari afinități structurale. Se întîlnește sub forma unor agregate fibroase. Alungirea acestor fibre este paralelă cu axa *b*.

*Proprietăți fizice.* Are culoare galbenă. Luciul rășinos. Fluorescență slabă, culoare verde slab. Greutatea specifică 3,6.

*Proprietăți optice.* Este un mineral biax negativ, cu extincție paralelă și slab pleocroic. Are următorii indici de refracție : $n_p = 1{,}668$ ; $n_m = 1{,}696$ ; $n_g = 1{,}703$.

Diagrama de difracție a razelor X, indică următoarele linii roentgenografice :

| | |
|---|---|
| 6,81 FF | 3,53 mf |
| 6,42 mF | 3,39 F |
| 4,72 mf | 3,12 m |
| 4,29 f | 2,94 F |
| 4,08 ff | 2,89 mF |

Diagrama în pulbere este asemănătoare cu cea a sklodowskitului și kasolitului.

*Condiții de zăcămînt.* Boltwooditul se găsește în parageneză cu brochantit, becquerelit, gips etc. Este un mineral secundar, provenit din oxidarea mineralelor primare de uraniu.

**Haiweeit** — $Ca[(U_2)_2 \mid (Si_2O_5)_3] \cdot 4H_2O$. A fost descris de Mc. Burney și Murdoch (1959). Cristalizează în sistemul monoclinic, iar celula sa elementară are următorii parametri: $a_0 = 15,44$; $b_0 = 7,05$; $c_0 = 7,10$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2,190 : 1 : 1,007$; $\beta = 107°52'$.

**Ranquilit** — $Ca[(UO_2)_2 \mid (Si_2O_5)_3] \cdot 12H_2O(?)$. A fost descris de Abeledo et al. (1960). Cristalizează în sistemul rombic. Celula sa elementară are următoarele dimensiuni $a_0 = 17,64$; $b_0 = 18,48$; $c_0 = 14,28$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,955 : 1 : 0,773$.

**Soddyit** — $(UO_2)^{2+}_{15}[(OH)_{20} \mid Si_6O_{17}]8H_2O(?)$. Schoep (1922) l-a descris pentru prima dată pe eșantioane din Zair (Kasolo). Geners, Patridge și Joubert (1937) au semnalat prezența mineralelor de sodyit la Namaqualand (Africa de Sud).

Compoziția chimică, după Schoep, este: $SiO_2 = 7,87\%$; $UO_3 = 85,87\%$; $H_2O = 6,26\%$.

La cald, soddyitul este solubil în acizi diluați cu formarea unui gel de silice.

*Proprietăți cristalografice.* Cristalizează în sistemul rombic. Celula sa elementară are următoarele dimensiuni: $a_0 = 8,32$; $b_0 = 11,21$; $c_0 = 18,71$; $a_0 : b_0 : c_0 = 0,742 : 1 : 1,669$; $Z = 3$.

Cristalele idiomorfe sînt grupate și formează uneori agregate dispuse divergent. Forma dominantă este bipiramida (111) (fig. I.61).

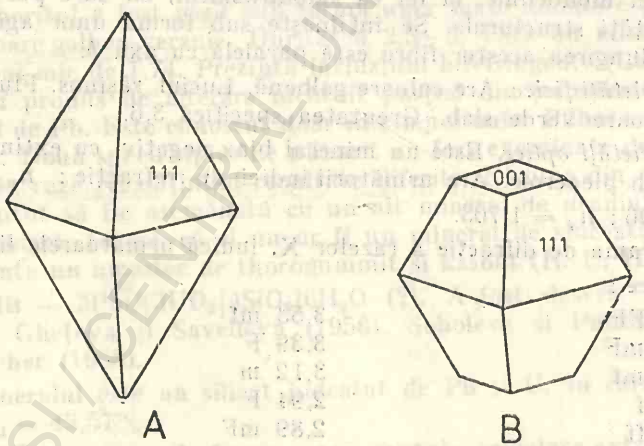



Fig. I.61. Soddyit:
*A* — forme (111); *B* — forme (111), (001) — Gorman, 1952.

*Proprietăți fizice.* Cristalele mari sînt opace și au culoare galbenă. Cele mai mici sînt translucide sau transparente în exterior și zonate. Acestea au culoare galbenă de chihlimbar.

Luciul este vitros sau adamantin pentru zonele translucide și sub vitros la rășinos pentru varietățile opace. Are două clivaje perfect după (001) și bun după (111). Nu este fluorescent în lumina ultravioletă. Duritatea 3—4. Greutatea specifică 4.70.

*Proprietăți optice.* Din cauza opacității mineralelor de soddyit, studiul lor optic se execută destul de greu. Aceasta explică, în mare măsură, diferența dintre valorile obținute de diferiți autori la indicii de refracție.

Soddyitul este biax negativ. $2V$ (calculat) $= 84°$. Are următorii indici de refracție : $n_p = 1{,}650$ ; $n_m = 1{,}685$ ; $n_g = 1{,}712$. Este slab pleocroic. Dispersie slabă, aproape neglijabilă cu $r > v$.

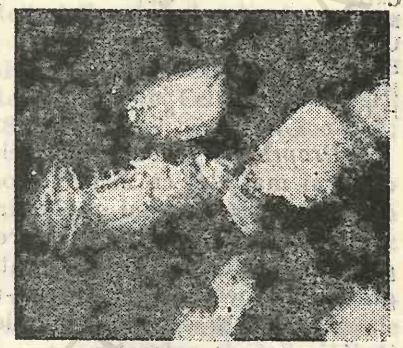


Fig. 1.62. Soddyit. Cristale cu centrul opac și exteriorul transparent Shinkolobwe.

Mineralul se aseamănă foarte bine cu kasolitul în ceea ce privește aspectul său general, dar se deosebește de acesta prin proprietățile cristalografice, constantele optice și absența Pb.

*Condiții de zăcămînt.* Soddyitul a fost semnalat în următoarele zone :

— La Kasolo — Zair unde este amestecat cu curit. Tipurile fibro-radiare umplu fisurile cu amestec soddyit-curit. Cristalele individuale sînt asociate cu sklodowskit pe curit. Schoep citează de asemenea, asociația soddyit-kasolit.

— La Namagualand (Republica Sud Africană), în pegmatitele din Norrabees, în sudul rîului Orange, soddyitul se găsește depus sub formă de incrustații lamelare pe cuarț cu malachit.

Iviri similare se găsesc și în S.U.A. (Utah, Arizona, New-Mexico, Wyoming).

**Ursilit** — $(Ca, Mg)_2[(UO_2)_2|Si_5O_{14}]9—10\,H_2O$. Practic este vorba despre două minerale : Ca-Ursilit și Mg-Ursilit. Au fost descoperite în U.R.S.S. și studiate de A. A. Cernikov et al. (1957).

Sînt silicați hidratați de Ca-U și respectiv Mg-U, ale căror proprietăți sînt diferite de ale celorlalți silicați de U cunoscuți pînă acum. Unica comparație posibilă poate fi făcută cu gastunitul și se referă numai la conținutul de Ca (Heberlandt-Schiener, 1951).

Conținutul de silice în Ca-ursilit și Mg-ursilit este foarte ridicat 26,90% față de 14% în uranotil.

Sînt ușor solubile în acizi, cu precipitare de silice gelatinoasă. Prin încălzire, $H_2O$ se elimină iar mineralul se înnegrește.

Analizele chimice sînt redate în comparație cu analizele similare efectuate pe minerale de uranotil și sklodowskit:

| | Ca-*Ursilit* | Mg-*Ursilit* | *Uranotil* | *Sklodowski* |
|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 26,67 | 26,80 | 14,03 | 14,28 |
| CaO | 6,67 | 0,79 | 6,55 | |
| MgO | 1,51 | 6,72 | | |
| $UO_2$ | 49,80 | 50,32 | 66,80 | 68,10 |
| $Fe_2O_3$ | 0,27 | | | |
| $H_2O^+$ | 5,83 | 14,90 | 12,62 | 12,96 |
| $H_2O^-$ | 8,30 | | | |

*Proprietăți fizice.* Mineralele apar sub formă de sferulite fibroradiare și mai ales ca mase solzoase sau pămîntoase de culoare galbenă deschis, pînă la galbui ca lămîia.

În lumina ultravioletă prezintă fluorescență strălucitoare verde-gălbui. Duritatea: 3. Greutatea specifică pentru Ca-Ursilit 3,034; greutatea specifică pentru Mg-ursilit 3,254.

*Proprietăți optice.* Extincție dreaptă, alungire pozitivă. Au următorii indici de refracție:

— Ca-ursilit: $n_p = 1{,}548$; $n_g = 1{,}556$.

— Mg-ursilit: $n_p = 1{,}543$; $n_g = 1{,}550$.

Diagrama de difracție a razelor X prezintă următoarele linii roentgenografice:

| Ca-*Ursilit* | | Mg-*Ursilit* | | *Uranotil* | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | | 7,72 | m |
| 5,04 | F | 4,98 | FF | | |
| 4,56 | FFF | 4,58 | F | 4,56 | f |
| 3,37 | FF | 3,37 | F | 3,50 | m |
| 3,18 | f | | | 3,19 | mf |
| 3,02 | FF | 3,06 | FF | 3,01 | mf |
| 2,63 | mF | | | 2,77 | m |
| 2,51 | mF | | | 2,59 | mF |
| 2,40 | mf | 2,42 | mF | | |
| 2,22 | mF | 2,30 | FFF | 2,35 | f |
| | | 2,20 | m | 2,21 | ff |
| 1,979 | mF | 1,98 | mF | 1,967 | ff |
| 1,828 | FFF | | | 1,83 | f |
| 1,79 | mF | 1,978 | mF | 1,78 | ff |

*Condiții de zăcămînt.* Ca-Mg-Ursilitul au fost găsite pe fisurile unui porfir cuarțifer în asociație cu caolin, calcit, gips și uneori cu uranotil, sklodowskit și kasolit.

*SOROSILICAȚI*

**Gastunit.** — $(K,Na)_2[(UO_2)_3|(Si_2O_5)_4]\cdot 8H_2O$. Mineralul poartă numele localității Gastein din Austria, denumire atribuită acestei localități după vechea denumire romană Gastuna (Haberlandt-Schiener, 1951). Cristalizează rombic, cu $a_0 = 14{,}24$; $b_0 = 35{,}84$; $c_0 = 14{,}80$ Å.

Apare sub formă de agregate micromamelonare, cu structură fibroradiară. Are culoare verde-gălbui. În lumină ultravioletă are fluorescență verde-galbenă deschisă. Sub microscop prezintă extincție paralelă, cu culori de interferență albastre, anormale. Este slab pleocroic, (galben ca lămîia); $n_p = 1{,}604$; $n_m = 1610$; $n_g = 1{,}621$.

A fost găsit în apropiere de Gastein-Salzburg, împreună cu uranophan, β-uranophan, schroeckingerit, calcit și fluorină, localizat pe fisuri și fracturi din gnaise. După Honea, 1959 este identic cu *weeksitul.*

**Weeksit** — $K_2[(UO_2)_2 | (Si_2O_5)_3] \cdot 4\,H_2O$. A fost descris de Outerbridge et al. (1960). Cristalizează în sistemul rombic. Celula elementară are următoarele dimensiuni: $a_0 = 35{,}88$; $b_0 = 2 \times 7{,}10$; $c_0 = 2 \times 7{,}13$; $a_0 : b_0 : c_0 = 2{,}516 : 1 : 0{,}996$; $Z = 16$.

*CICLOSILICAȚI*

**Ekanit** — $K[(Ca, Na)_2\,Th(Si_8O_{20})]$. A fost descris de Michell (1961). Cristalizează în sistemul tetragonal și are următorii parametri: $a_0 = 7{,}58$; $c_0 = 14{,}82$; $c_0 : a_0 = 1{,}955$.

Datorită nivelului de cunoaștere a proprietăților chimice, cristalografice, fizice și optice ale majorității silicaților substanțelor minerale radioactive s-a putut realiza o clasificare structurală a acestora. Unele din aceste minerale sînt, însă foarte puțin studiate, motiv pentru care au fost incluse în clasificarea adoptată numai pe considerente izostructurale (auerlit, ferrothorit, parathorit, calciothorit, freyalit, eukrasit, enalit, cuprosniodowkit, α-uranotil, β-uranotil, Ba-uranotil, pilbarit, orlit, weeksit) și altele care n-au permis nici această încadrare (droogmansit).

**Droogmansit.** A fost găsit în zăcămîntul Kasolo din Zair sub forma unor cristale aciculare și uneori tabulare.

Mineralul are culoare galben-portocalie. Este biax pozitiv, cu dispersie puternică. Indicele $n > 1{,}74$. Are extincția dreaptă, este slab birefringent și nu este pleocroic.

A fost găsit sub formă de sferulite fibro-radiare, care nu depășesc 0,5 mm pe un singur specimen de sklodowskit cu wad cobaltifer și curit.

## I.9. HIDROCARBURI RADIOACTIVE (THUCOLITE)

Elsworth (1928) a atribuit denumirea de thucolit, hidrocarburilor radioactive întîlnite în formațiunile pegmatitice din Canada. Aceasta corespunde asociației de elemente chimice din constituția materialului original: Th-U-C-O. Aceste complexe mineralogice, cu conținut de elemente radioactive au fost cunoscute încă din anul 1868 și sînt descrise sub diferite denumiri (antracit, cărbune, smoală lucioasă, carburan, asfaltit, sogrenit, antraxolit).

Mai multe analize chimice efectuate pe asemenea complexe mineralogice recoltate din diferite zone au arătat următoarea compoziție: C = 23—61% (de preferință 42—52%); Substanțe volatile = 26—40%; Cenușă = 7—38% (de obicei 15—27%).

Aceste cenuși analizate în continuare au indicat prezența următoarelor elemente: $U_3O_8$ = 1—70%; $ThO_2$ = 1—35%; $(Ce,Y)_2O_3$ = 1—35%. Au mai fost determinate conținuturi mici sau urme de: Na, K, Ca, Mg, Mn, Fe, Al, Si, Ti, Co, Ni, Zn, Pb, Cu, Zr, W, Be, V, As, P. Se cunoaște o varietate de thucolit bogată în Ti (4,5% $TiO_2$), denumită *titanothucolit*.

Davidson și Bowie (1951), pe baza unor cercetări microscopice, au constatat în thucolite și prezența unor impurități mineralogice de uraninit, thorianit, uranothorianit, pirită, calcopirită, pirotină, arsenopirită, bornit, covelină, galenă, cuarț, calcit și uneori aur.

În afară de componenții metalici, în aceleași cenuși mai sînt prezente și unele substanțe volatile, printre care se observă cea mai mare participare a $H_2O$, $CO_2$ și $CH_4$. În cantități mai mici se constată C, H și N. Alături de acestea s-a găsit în thucolite și Ar, S, Cl și F.

*Proprietăți fizice.* Spărtura concoidală. Materialul apare friabil sau afînat. Are culoare neagră. Luciul dimantin. Urma este neagră, sau brună. Duritatea 2,5—4. Greutatea specifică: 1,512—2,066.

*Proprietăți optice.* În secțiuni șlefuite se constată prezența a 1—3 tipuri de hidrocarburi cu diferite nuanțe și proprietăți optice. Unele din acestea sînt complet anizotrope, altele slab anizotrope, iar altele complet izotrope.

Unele varietăți de thucolite prezintă un pleocroism slab. Capacitatea lor de reflexie are valori cuprinse între 3 și 4, iar la unele dintre ele prezintă, ca o caracteristică, extincția ondulatorie.

*Condiții de zăcămînt.* Thucolitul se întîlnește sub formă de apofize, mase reniforme, lentile mici, vinișoare și pseudomorfoze după uraninit și turmalină. Pe suprafața granulelor se văd uneori incluziuni, sau concrețiuni de cirtolit. Incluziunile de pechblendă în thucolit au aspectul unor granule semiunghiulare, oolitice, de particule sferice sau semisferice, care umplu fisurile fine, sau golurile mai mici. Dimensiunile acestora variază de la cîteva zeci de microni, pînă la mai puțin de 1 micron. Ivirile mai frecvente de thucolit se găsesc în pegmatite și zăcămintele de tip filonian.

Thucolite în pegmatite se găsesc în Canada, S.U.A. (New-York), Japonia, Suedia și U.R.S.S. În zăcăminte filoniene se cunosc thucolite în S.U.A. (Colorado, Utah, Oklohoma), Australia de Sud, Suedia (titanthucolit), Canada (antraxolit cu conținut de Ni), Africa de Sud (Wittwatersrand) etc.

*PARTEA A DOUA*

# ZĂCĂMINTE DE SUBSTANȚE RADIOACTIVE

## II.1. CLASIFICAREA ZĂCĂMINTELOR DE SUBSTANȚE MINERALE RADIOACTIVE

Clasificarea zăcămintelor de uraniu și thoriu se face, de regulă, după criterii genetice și mai puțin după criterii mineralogice, cu toate că schema unei clasificări genetice, pentru a fi înțeleasă, solicită numeroase și variate explicații. În studiile de petrografie, geneza granitului constituie un exemplu concludent în acest sens. Astfel, în cazul genezei rocilor granitice este imperios necesar să se țină seama de participarea proceselor metamorfice în raport cu cele magmatice, cît și de căile diferite prin care poate lua naștere aceeași rocă.

Procesele de formare a zăcămintelor sînt tot atît de complexe ca și procesele care duc la formarea granitului. Foarte puține zăcăminte prezintă aspectul morfologic inițial, iar asociația lor mineralogică este rezultatul unei succesiuni întregi de fenomene geologice.

După cel de-al doilea război mondial cea mai mare importanță pentru zăcăminte de substanțe minerale radioactive au avut-o zăcămintele de uraniu de origine magmatică (Jachimov, Shinkolobwe, Lacul Urșilor etc.). Mai tîrziu au fost cunoscute pegmatitele cu uraninit (Norvegia, Africa de Est etc.).

Unele acumulări de uraniu din Platoul Colorado au fost incluse în categoria zăcămintelor sedimentogene. Acestea sînt localizate în bazine cu condiții de climă aridă, avînd pe lîngă uraniu și conținuturi de vanadiu, iar uneori de cupru și argint. În această categorie au fost

considerate şi zăcămintele de uraniu-vanadiu de la Tyuya Muyun, care sînt localizate însă în golurile carstice ale unor roci calcaroase.

Pînă nu demult, peste 90% din rezervele de uraniu cunoscute erau de origine hidrotermală şi restul de 10% erau repartizate formaţiunilor sedimentare. Ulterior, s-a mărit considerabil numărul zăcămintelor de uraniu de alte tipuri genetice, producîndu-se o deplasare importantă a participării tipurilor de zăcăminte la rezerva mondială. În acest sens, surprinzătoare sînt mai ales descoperirile de uraniu de origine exogenă. Cu totul nouă a fost constatarea că conglomeratele din vechile scuturi continentale sînt mari purtătoare de uraniu.

S-au purtat şi numeroase discuţii asupra originii uraniului din sedimente, a condiţiilor de acumulare în acestea şi a dependenţei concentrării uraniului de procesele de formare sau transformare a rocilor. Cu ocazia acestor discuţii a ieşit în evidenţă mai clar capacitatea de migrare a uraniului.

Incertitudinile în ceea ce priveşte încadrarea unei acumulări de uraniu în anumite procese genetice provoacă dificultăţi în rezolvarea clasificării zăcămintelor de uraniu, aşa după cum rezultă din clasificările următoare:

1. **Clasificarea genetică a zăcămintelor de uraniu (după G. W. Bain 1950)**

1.1. *Zăcăminte primare:*
- pegmatite;
- formaţiuni filoniene de temperatură ridicată;
- formaţiuni filoniene mezotermale

1.2. *Zăcăminte secundare sedimentare:*
- argile bituminoase şi cu conţinut de fosfaţi;
- zăcăminte aluviale şi aluvionare;
- gresii cu carnotit

1.3. *Zăcăminte secundare de oxidaţie:*
- de oxidare şi precipitare „in situ";
- de concentrare şi precipitare în rocile şi solurile din jur;
- de precipitare în locuri fără scurgere şi în bazine (albii) cu pietrişuri.

Această clasificare se rezumă numai la a indica locul concentraţiei, nu şi la originea conţinutului de substanţe şi nici la procesul de formare a zăcămîntului.

## 2. Clasificarea genetică (după D. L. Everhardt 1954)

| | Geneză magmatică | Geneză hidrotermală | Geneză nesigură influențată de deplasările apei de adîncime | Geneză posibilă în apa de adîncime din aportul vulcanic de substanțe | Geneză sedimentară | Geneză biogenă |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| Zăcăminte din roci eruptive | Brannerit în granite | Pechblendă în filoane din roci intrusive acide | | | | |
| | Pegmatite purtătoare de uraniu | Pechblendă în filoane din roci extrusive | | | | |
| | | Fosfați cu conținut de uraniu în roci efusive | | | | |
| Zăcăminte din roci transformate | | Pechblendă sau davidit în filoane din șisturi cristaline | | | | |
| | | Uraninit fin distribuit în șisturile cristaline | | | | |
| Zăcăminte din roci sedimentare | | Pechblendă sau thucolit în filoanele rocilor sedimentare | | | | |
| | | Zăcăminte de uraniu-cupru cu sau fără vanadiu | | | | |
| | | Minerale de uraniu în calcare, legate de fisuri și diaclaze | | | | |
| | | | Pechblendă și vanoxit | | | |
| | | | Carnotit | | | |
| | | | Minerale de uraniu secundare oxidice și hidroxidice în bazinele de sedimentare | | | |
| | | | Asfaltite cu conținut de uraniu | | | |

BCU IAȘI BIBLIOTECA UNIVERSITY LIBRARY

*Tabel* (continuare)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Zăcăminte din roci sedimentare | | | | | Ligniți cu conținut de uraniu | |
| | | | | | Șisturi negre purtătoare de uraniu | |
| | | | | | Fosfați cu conținut de uraniu | |
| | | | | | Minerale de uraniu în zăcămintele aluvionare și în nisipurile de plajă | |

### 3. Clasificarea după rocile gazdă (după D. L. Everhardt 1954)

| | Rocile gazdă | Tipurile de mineralizare | Denumirea și caracteristica |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| Roci eruptive | Intrusive | Filoane | Pechblendă în filoane de cuarț cu pirită și galenă ;<br>Pechblendă în filoane de nichel, cobalt, cupru și argint ;<br>Davidit în filoane bogate în silice și titan |
| | | Pegmatite | Pegmatite cu conținut de uraniu |
| | | Impregnări | Brannerit în granit |
| | Extrusive. Filoane | | Pechblendă în filoanele din bazalte<br>Pechblendă în filoanele din andezite<br>Pechblendă în filoanele din riolite |
| | | Incluziuni | Fosfați de uraniu în roci eruptive |
| | Sedimente clastice | Fin dispersate în gresii fluviatile și în conglomerate | Zăcăminte de pechblendă și vanadiu<br>Zăcăminte de cupru-uraniu<br>Zăcăminte de asfaltit cu conținut de uraniu<br>Zăcăminte de carnotit<br>Oxizi de uraniu secundari (fosfați și hidroxizi de uraniu, arseniați) |

*Tabel* (continuare)

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| | | Fin dispersate în şisturi | Minerale de uraniu în şisturi<br>Şisturi negre uranifere pe fisuri şi zone de brecifiere |
| | | Zăcăminte aluvionare şi nisipuri de plajă | Zăcăminte aluvionare cu conţinut de uraniu şi nisipuri de plajă |
| | Sedimente chimice şi organice | Fin dispersate în calcare şi roci carbonatice | Mineralizări de uraniu în calcare nodulare<br>Fosfaţi cu conţinut de uraniu |
| | | Stratele de lignit | Lignit cu conţinut de uraniu |
| | Sedimente metamorfozate | Filoane | În şisturi cristaline |
| | | Impregnaţii | În cuarţite şi conglomerate metamorfozate.<br>În şisturi cristaline |
| | Roci eruptive metamorfozate | Filoane | În amfibolite |

Se observă că una din cele două clasificări ale aceluiaşi autor se referă la natura rocii gazdă şi cealaltă la originea, respectiv la felul de formare a concentraţiilor.

Ceea ce trebuie notat este faptul că geneza magmatică şi cea hidrotermală sînt indicate separat. După Everhardt „magmatic" înseamnă numai intramagmatic şi pegmatitic.

La clasificarea după roca gazdă se remarcă dificultatea generată de limita strînsă dintre procesele magmatice şi metamorfice.

Făcîndu-se deosebirea dintre pegmatoide şi pegmatite apare problema neelucidată privind diferenţierea magmatică sau mobilizarea metamorfică.

### 4. Clasificarea după E. Wm. Heinrich (1958)

1. Zăcăminte singenetice în roci eruptive : 1) roci instrusive ; 2) roci extrusive.
2. Zăcăminte de pegmatite radioactive : a) pegmatite simple nediferenţiate ; b) pegmatite zonare cu uraninit ; c) pegmatite complexe cu minerale radioactive ; d) pegmatite cu microlit ; e) pegmatite cu allanit ; f) pegmatite sienitice radioactive ; g) filoane cu calcit, fluorină, apatit ; h) pegmatite sienitice cu nefelin, radioactive ; i) zăcăminte magmatitice (pegmatoide).
3. Zăcăminte în carbonatite şi roci înrudite (subîmpărţirea se face regional).

4. Zăcăminte metasomatice și zăcăminte hidrotermale : a) zăcăminte pirometasomatice ; b) zăcăminte hidrotermale.
5. Zăcăminte mezotermale : a) Ni-Co-Ag și tipuri înrudite ; b) pechblendă-pirită (± sulfuri de Pb-Co-Ag) ; c) filoane de thoriu.
6. Zăcăminte epitermale : a) filoane silicioase cu pechblendă-sulfuri ; b) filoane de thorit și „pipes" în brecii.
7. Zăcăminte epigenetice stratiforme, în roci sedimentare : a) tipul Platoul Colorado ; b) tipul Ferghana.
8. Fosforite cu conținut de uraniu.
9. Șisturi marine negre cu conținut de uraniu : a) șistul Chattanooga ; b) șistul cuprifer de la Mansfeld ; c) șistul cu alaun din Suedia, Norvegia, U.R.S.S. ; d) Nodule radioactive în roci necarbonifere.
10. Zăcăminte aluvionare de minerale radioactive.
11. Hidrocarburi radioactive : a) uraniul și elementele înrudite din regiunile petrolifere ; b) hidrocarburile solide cu conținut de uraniu.
12. Zăcăminte formate prin dezagregare sau datorită apei subterane : a) „Pălării de fier" și laterite radioactive ; b) zăcăminte filoniene oxidate, „in situ" ; c) zăcăminte care au fost formate prin influența apei subterane, a transportului și a depunerilor.

### 5. Clasificarea genetică după A. Maucher

I. Zăcăminte exogene
1. Minereuri în gresii : a) tipul Platoul Colorado ; b) tipul Copper Belt (Rhodezia).
2. Minereuri în conglomerate : a) tipul Witwatersrand ; b) tipul Blind River.
3. Minereuri din cărbuni : a) tipul Freithal la Meissen ; b) tipul în ligniți.
4. Minereuri în fosforite : a) tipul „fosforia formation" ; b) tipul land peble formation" (Florida).
5. Minereuri în șisturi bituminoase : a) tipul sapropelic ; b) tipul șist humic.

II. Zăcăminte endogene
1. Rocile endogene ca zăcăminte de uraniu : a) roci eruptive ; b) pegmatite ; c) roci transformate și migmatite ; d) skarne.
2. Zăcăminte filoniene hidrotermale : a) formațiunea Ag-Co-Ni-Bi-U; b) formațiunea hematit-cuarț-baritină-fluorină ; c) formațiunea cuarț-adular-molibden ; d) formațiunea uraninit-cobalt-nichelină.

### 6. Clasificarea zăcămintelor de uraniu și thoriu după V. I. Dancev, T. A. Lapinskaia și A. A. Jakjin (1965)

*Zăcăminte endogene*

I. Zăcăminte în roci magmatice

II. Pegmatitice : 1) pegmatite granitice ; b) pegmatite sienitice ; 3) pegmatite ale sienitelor nefelinice ; 4) pegmatite de încrucișare ; 5) pegmatite migmatitice

III. Metasomatice de contact (skarn).

IV. Hidrotermale 1) de temperatură înaltă : a) formațiunea cu davidit ; b) formațiunea cu brannerit ; c) formațiunea cu molibdenit-uraninit ;
2) de temperatură medie și joasă : a) formațiunea pentametaliferă (U, Ni, Co, Bi, Ag) ; b) formațiunea cu pechblendă-carbonați ; c) formațiunea cu pechblendă-cuarț-carbonați ; d) formațiunea cu pechblendă-fluorină.

V. Metasomatice : a) formațiunea uraniferă propriu-zisă ; b) formațiunea fero-uraniferă ; c) formațiunea urano-cupriferă.

*Zăcăminte exogene*

I. Zăcăminte de alterare

II. Sedimentare propriu-zise

III. Sedimentare formate prin circulația apelor (hidrogenetice sau exogene epigenetice).

IV. Sedimentar-metamorfogene.

Pentru zăcămintele thorifere, autorii citați la clasificarea de mai sus propun o clasificare specială:

*Zăcăminte endogene:* 1) carbonatite purtătoare de thoriu; 2) hidrotermale — filoane cuarțo-monazitice și cuarțo-thorifere.

*Zăcăminte exogene:* 1) Zăcămintele aluvionare și litoral-marine.

*Zăcăminte sedimentar-metamorfogene:* 1) aluviuni metamorfozate.

## 7. Clasificarea zăcămintelor de uraniu după Klepper, M. R. și Wyant, D. G. (1957)

| Tipul de zăcământ | Caractere specifice | Poziția tectonică | Mărimea și conținuturile | Originea uraniului |
|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| | I. *Zăcăminte formate prin procese magmatice sau metamorfice* | | | |
| Formațiuni singenetice | Roci acide și alcaline. Cea mai mare parte a uraniului se găsește în mineralele accesorii: zircon, monazit, allanit, xenotim, uranit, pirocior, brannerit și alte minerale cu conținut de uraniu relativ mare | Scuturi și masive, în sau pe marginea zonelor orogene | Conținuturi mici, însă sînt posibile extinderi foarte mari. Unele roci eruptive în majoritate corpuri mici, conținut 0,008—0,015% U | Diferențiate reziduale ale magmelor acide sau bogate în alcalii sau produsele de substituție (formațiuni metasomatice) |
| Pegmatite | În majoritatea cazurilor sînt foarte complexe din punct de vedere mineralogic. Ele pot conține uraninit, pechblendă sau un mare număr de minerale cu conținut de uraniu însoțite de o serie de elemente rare. Cele mai multe pegmatite au o structură zonară și uraniul este localizat în una sau mai multe zone. Diferitele minerale radioactive au tendința de a se concentra în mai multe zone | Scuturi și masive în, sau pe marginea zonelor orogene tipice concentrate în zonele marginale mai acide sau alcaline ale corpurilor intrusive alcaline sau rocile din acoperiș | Mici sau mari, dar cu unele excepții remarcabile. Unele pegmatite pot conține cîteva milioane de tone rocă cu un conținut mediu de 0,005% U. Unele au circa 50 000 tone rocă cu mai mult de 0,01% U | Diferențiate tîrzii (cristalizări reziduale) ale magmei sau produselor acide |

*Tabel* (continuare)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|
| Carbonatite | Corpuri tipice filoniene cu minerale de carbonați și silicați. Acestea pot conține uraninit, piroclor și alte minerale radioactive | În roci eruptive complexe, în special bogate în alcali. În majoritatea cazurilor în domeniile marginale ale zonelor orogene | Numai puține date sînt la dispoziție; probabil seamănă cu pegmatitele în ceea ce privește mărimea și conținuturile | Cristalizări reziduale, hidrotermale sau metamorfice |
| Formațiuni epigenetice. Filoane pe crăpături | Crăpături umplute în roci magmatice sau metamorfice (rar în sedimente nemetamorfozate). Multe tipuri mineralogice care în majoritatea cazurilor conțin uraninit ca mineral principal de uraniu | Mai ales în scuturi, masive și complexe puternic deformate și cu intruziuni | Variabile în ceea ce privește mărimea și conținutul Corpuri de minereuri scurte și înguste care conțin zeci sau sute de tone, avînd un conținut de uraniu de zecimi sau chiar sutimi de procente. Unele corpuri deosebit de bogate și mari pot avea mii de tone cu cîteva procente de uraniu | Cristalizări reziduale sau de diferențiere magmatică. În parte explicabile probabil prin asimilări și metasomatoză |
| Corpuri de substituție, incluziuni și impregnări | Substituții selective de-a lungul stratificației și a diaclazării în argilele și șisturile cu cărbuni și grafit. Vine sau incluziuni de pechblendă în rocile înconjurătoare sau fără relații cu filoanele mai mari. Ca impregnări de uraninit în minereurile de cupru. | Mai ales în scuturi și în complexele puternic deformate și întinse | Unele corpuri ale minereurilor de substituție pot avea sute de tone cu un conținut de uraniu de cîteva zecimi de procente. Corpurile mari de impregnații au în medie cîteva sutimi de procente de uraniu, pînă la circa 0,2% | Formațiuni reziduale ale diferențierii magmatice; produse parțial prin asimilare și metasomatoză |

*Tabel* (continuare)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|
| | II. *Zăcăminte formate prin procese de dezagregare și sedimentare* | | | |
| Zăcăminte singenetice: șisturi marine bituminoase (cărbunoase) | Uraniul este distribuit relativ unitar, în strate subțiri de culoare închisă, cu granulație foarte fină și cu conținut mare de carbon; sînt bogate în pirită și sărace în calcit; eventual conțin fosfați; conținutul în uraniu este aproximativ proporțional cu substanța organică. Sînt formațiuni de depunere foarte încetă în mediu reducător. Majoritatea au vîrsta paleozoică | Formațiuni preorogene, tipice pe pentru zonele marginale plate, în vecinătate cu geosinclinalele | Conținuturi mici, dar dimensiunile sînt foarte mari. Au grosimea de la cîțiva centimetri pînă la cîțiva metri. Întinderea este de cîteva sute de km². Concrețiunile locale, strate subțiri și lentilele de bitumen pot conține 0,1% și mai mult $U_3O_8$, dar stratele exploatabile au 0,01 pînă la 0,02%. În majoritatea cazurilor se află sub aceste valori | Uraniul a fost preluat din apa mării și anume prin precipitarea resturilor de organisme (bituminoase) și eventual și prin absorbția lui din argile |
| Fosforite marine | Uraniul este distribuit în strate relativ subțiri cu extindere mare care pot conține strate intercalate de silex, șisturi cărbunoase de culoare închisă sau calcare. Majoritatea cantității de uraniu se află în stratele cu conținut mare de fosfor. Conținutul de uraniu este proporțional cu conținutul de fosfor și invers proporțional cu conținutul de $CO_2$. Redepunerile în mediu marin au putut concentra unele zăcăminte. Sînt cunoscute zăcăminte paleozoice, mezozoice și terțiare | Se depune mai ales în pantă între platformă și geosinclinal în timpul fazei stabile, înainte de orogeneză. Eventual și pe platformă în aceleași zone și epoci ca și șisturile negre | Conținuturi foarte mici, dar extindere foarte mare. Zăcămintele de fosfați exploatabile au grosimea de cel mult 3 m, dar se extind pe suprafețe de cîteva sute de km pătrați. Cele mai mari conținuturi medii probabile de uraniu în stratele exploatabile sînt de 0,015—0,020% $U_3O_8$ | Uraniul provine din apa de mare. Acesta în cea mai mare parte este introdus în fosfați prin procese de substituire a calciului |

*Tabel* (continuare)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|
| Zăcăminte aluvionare | Zăcămintele aluvionare de rîu și de plajă pot conține minerale rezistente cu conținut de uraniu (în mod obișnuit monazit, ocazional thorianit, thorit, brannerit, euxenit etc.), în majoritatea cazurilor în asociație cu minerale de titan, staniu, aur sau alte metale sau minerale prețioase. Se pot depune la distanțe considerabile de roca primară. Sedimente reziduale, nu se cunosc exemple mai importante | Scuturi și zone puternic deformate în apropierea rocilor cristaline sau de zăcăminte de minereuri metalifere | De obicei conținut scăzut, însă uneori extindere mai mare. Concentrările de plajă și fluviale au numai grosimi de mai mulți decimetri. Volumul unor zăcăminte poate ajunge la mai multe miliarde metri cubi. Deși multe concentrări aluvionare sînt ale unor zăcăminte considerabile de thoriu au un conținut mic de uraniu | Rezultatele distrugerii mecanice ale rocilor metamorfice sau eruptive și a zăcămintelor mai vechi. Sedimente clastice. Sedimente reziduale se găsesc pe sau în apropierea aflorimentelor de pegmatite sau minereuri metalifere, în mediu ambiant favorabil topografic sau climatic |
| Zăcăminte epigenetice ligniți, huilă, și șisturi cărbunoase cu conținut de uraniu | Majoritatea zăcămintelor sînt în cărbuni bruni, cîteva sînt în huilă. În majoritatea cazurilor uraniul este concentrat într-una sau două zone relativ subțiri și anume în acoperișul, sau în culcușul unui strat sau al unei succesiuni de strate. Sînt cunoscute unele turbe radioactive. Conținutul în uraniu oscilează în interiorul stratelor mineralizate | În depresiuni tectonice cu roci eruptive acide sau alături de depresiuni. În majoritate sînt roci vulcanice. În special în zonele aride sau semiaride | Pot ajunge la conținuturi relativ mari și extinderi mari. Uneori conțin strate de cîteva milioane de tone de cărbune exploatabil cu 0,05—0,01% U. În mod obișnuit stratele bogate sau părți din acestea conțin cîteva zecimi de procente de uraniu | Se presupune că în majoritatea cazurilor uraniul a fost spălat de apele subterane din rocile aflate deasupra, din rocile intercalate sau din rocile vecine (vulcanice acide) și apoi precipitat în cărbune. În unele locuri sursa de uraniu pot fi soluțiile acide intrusive sau hidrotermale. Rar poate fi uraniul și singenetic (depunere în turbă) |
| Alte zăcăminte | Acestea se compun din minerale de uraniu tipic secundare, foarte colorate, situate în fisuri | În regiuni diferite, însă în majoritatea cazurilor aride sau semiarde, bogate în roci eruptive | În general de dimensiuni mici și cu conținuturi reduse | Cele mai multe provin prin spălarea de către ape din adîncime și apoi precipită din acestea |

*Tabel* (continuare

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|
| III. *Zăcăminte de proveniență nesigură (discutabilă)* | | | | |
| Zăcăminte de tipul gresiei inclusiv asfaltite cu conținut de uraniu | În general strate în formă de lentile, în majoritatea cazurilor de proveniență nemarină, parțial serii roșii clastice formate mai ales din gresii argiloase și șisturi argiloase, dar conțin și roci carbonatice impure. Corpurile de minereu sînt limitate tipic la falii sau la strate bogate în material cărbunos în formațiunile favorabile. Mineralele de uraniu au tendința ca în timpul oxidării să migreze pe fisuri și alte forme structurale | În formațiuni orogene tîrzii, în sedimente continentale slab sau puțin deformate, avînd structura de albii largi. Rocile gazdă sînt produse de eroziune a munților din apropiere. | Zăcămintele conțin sute, în mod neobișnuit mii sau zeci de mii de tone minereu, în medie cu cîteva zecimi de procente de uraniu (0,2—0,5%). Unele conțin cantități exploatabile de vanadiu sau cupru | Corpurile primare de minereu s-au putut depune din soluții hidrotermale de origine magmatică, din ape subterane (inclusiv amestecuri cu gazele naturale și petrol) sau din ambele. Multe corpuri de minereuri secundare sînt produse de oxidație „in situ". Unele au putut fi formate cu ajutorul apelor subterane care au spălat uraniul din corpurile de minereu preexistente sau din mineralele de uraniu fin dispersate |
| Conglomerate cu conținut de uraniu | Zăcămintele sînt subțiri și extinse. Conglomeratele conțin cuarț bine sortat; în formațiunile precambriene. Uraniul în minerale uranifere complexe cum sînt brannerităul cu pirită, aur și alte minerale metalice | Puținele zăcăminte cunoscute se află la marginea scuturilor precambriene | Zăcămintele de milioane de tone de minereu conțin cîteva sutimi pînă la 0,1% U. Uraniul este principalul element metalic în zăcămintele de la Ontario și aurul în zăcămintele de la Witwatersrand | Uraniul se poate depune eventual din soluții hidrotermale, în zonele permeabile ale conglomeratelor. Nu e sigur că uraniul este de origine magmatică sau a fost preluat și apoi precipitat din zăcămintele aluvionare vechi cu conținut de uraniu. |

Din clasificările prezentate de diferiți autori se poate trage o concluzie despre diferitele moduri de formare a concentrațiilor de uraniu și thoriu, cît și despre poziția geologică a acestora.

Dacă între mineralizațiile de tip endogen se întîlnesc zăcăminte cu geneză foarte complexă, în acumulările de uraniu de origine exogenă această variație genetică este cu mult mai restrînsă.

Din punct de vedere economic se remarcă astăzi cantitatea mare de uraniu care se extrage din zăcămintele exogene, mai ales din cele de origine exogen-epigenetică, la care se adaugă rezervele provenite din zăcămintele hidrotermale.

În funcție de numeroasele scheme de clasificare a zăcămintelor, cît și de activitatea practică din domeniul acestor minereuri, din punct de vedere genetic se pot deosebi în natură următoarele tipuri și subtipuri:

1. Zăcăminte endogene.
2. Zăcăminte exogene.
3. Zăcăminte metamorfogene

● În cadrul zăcămintelor *endogene* se deosebesc mai multe tipuri genetice:

a) Zăcăminte din roci eruptive.
b) Zăcăminte și acumulări de substanțe minerale radioactive din pegmatite;
c) Zăcăminte și acumulări de minerale radioactive din carbonatite;
d) Zăcăminte pirometasomatice;
e) Zăcăminte hidrotermale:
— hipotermale;
— mezotermale;
— epitermale.

● După criterii genetice, condițiile de apariții și tipurile de roci, *zăcămintele exogene* de uraniu au fost clasificate astfel:

1. Zăcăminte singenetice:
— concentrații de uraniu din șisturi negre marine;
— concentrații de uraniu din fosforite.
2. Zăcăminte epigenetice:
— zăcăminte controlate de zonalitatea verticală;
— zăcăminte controlate de zonalitatea orizontală;
— concentrații superficiale de uraniu din zone cu climă uscată (evaporite);
— zăcăminte aluvionare.

● Zăcămintele *metamorfogene* de uraniu, mult controversate în literatura de specialitate, cuprind la rîndul lor, următoarele tipuri genetice:

— zăcăminte din conglomerate vechi;
— zăcăminte din șisturi argiloase-silicioase.

Această clasificare are la bază nivelul avansat de cunoaștere a mineralizațiilor și zăcămintelor de uraniu, permițînd astfel efectuarea unor studii metalogenetice complexe. Aceleași considerente confirmă și acumularea cantitativ superioară a uraniului din formațiunile sedimentare, în raport cu cele eruptive și metamorfogene.

## II.2. ZĂCĂMINTE ENDOGENE

În categoria rocilor endogene se includ toate rocile magmatice și cele metamorfice. Dacă toate rocile magmatice se formează prin răcirea și consolidarea topiturilor magmatice și dacă se exclude problema originii și formării acestor topituri, atunci distribuirea elementelor utile din ele se face sub influența proceselor de diferențiere magmatică.

În mineralele tipice cristalizării timpurii de temperatură înaltă (olivina, piroxenii, hornblenda, plagioclazii bazici), uraniul, în mod practic, nu este încorporat; de aceea rocile ultrabazice și chiar bazice sînt lipsite sau sărace în uraniu. O dată cu creșterea conținutului de silice crește totuși și conținutul de uraniu din mineralele accesorii (zircon, titanit, monazit, xenothim, piroclor), deci crește și conținutul de uraniu din roci.

Pînă nu demult s-a presupus că numai mineralele accesorii conțin uraniu, însă cercetări mai noi au arătat că pînă la un anumit grad pot exista mici conținuturi de uraniu și în mineralele principale. De exemplu, biotitul are, în majoritatea cazurilor, un conținut de peste 5 ppm. Chiar în cuarț, muscovit, ortoză, plagioclazi etc. au fost determinate conținuturi de uraniu mai mari de 2 ppm, după cum urmează :

| *Minerale principale* | ppm | *Minerale accesorii* | ppm |
|---|---|---|---|
| Cuarț | 0,1 — 3,5 | Apatit | 10— 90 |
| Muscovit | 0,1 — 9,0 | Titanit | 100— 700 |
| Ortoză | 0,2 — 8,2 | Monazit | 200— 850 |
| Plagioclazi | 0,2 — 6,0 | Zircon | 100— 4 600 |
| Biotit | 1,0 —40,0 | Xenothim | 200—12 700 |
| Olivina | 0,01— 0,0 | | |

Conținuturi importante de uraniu apar adsorbite și pe suprafețele cristalelor sub formă de filme intergranulare, în incluziunile lichide sau pe fisuri.

Distribuția U și Th în masa unei roci eruptive este determinată îndeosebi de proprietățile chimice ale radioelementelor, de punerea în loc a corpurilor eruptive, cît și de evoluția fenomenelor care succed

procesele de cristalizare. Cercetările referitoare la comportarea U și Th în rocile magmatice au arătat că cele două elemente prezintă concentrații importante mai ales în diferențiatele acide, cele mai tinere din suita de roci comagmatice.

După E. Larsen et al., în rocile intruzive miocene și în rocile efuzive mai tinere din munții San Juan (Colorado), conținutul de uraniu variază de la 0,3 la $10{,}5^{-4}$%. În rocile vulcanice sticloase din Insula Lipari (Italia) conținutul de uraniu ajunge pînă la $15{,}4 \cdot 10^{-4}$% iar în cenușile vulcanice din Uganda s-a constatat un conținut de 0,01% $U_3O_8$ și 0,04% $ThO_2$.

Acest lucru prezintă o importanță deosebită, datorită faptului că frecvent în structura unor serii efuziv-sedimentare cu grosimi mari participă și rocile efuzive, iar uraniul din ele poate să fie levigat și redepus în rocile sedimentare înconjurătoare. În cazul cînd aceste roci sedimentare conțin substanțe organice, care contribuie la crearea unui mediu reducător, redistribuirea uraniului poate să ducă la formarea unor acumulări de interes economic, așa cum este cazul unor zăcăminte din SUA (Wyoming).

## II.2.1. ZĂCĂMINTE DIN ROCI MAGMATICE

În rocile magmatice nealterate, uraniul se găsește întotdeauna sub formă tetravalentă ($U^{4+}$) și se prezintă sub următoarele forme:

— minerale de uraniu propriu-zise, care au uneori caracterul de depuneri submicroscopice;

— impurități exomorfe în mineralele accesorii;

— filme intergranulare în stare de adsorbție;

— incluziuni lichide.

Dintre acestea, mineralele accesorii și incluziunile conțin uneori o cantitate importantă de uraniu și thoriu.

În unele granite, ca cele riebeckitice din Nigeria nordică, s-a determinat și prezența niobiului în piroclor.

Cantități importante de uraniu s-au găsit în granitele de la Essonvill — Canada, Yeit-Mountain (SUA) și în porfirele din City-Central Australia.

În granitul hercinic din Vosges (Franța), 50% din radioactivitatea rocilor este legată de mineralele accesorii, 28% de mineralele principale (cuarț, feldspat, mice) și 18% de acumulări intergranulare și de fisuri.

*Tabelul II.1.* **Distribuția uraniului în rocile eruptive**

| Roca | Conținutul în U [g/t] |
|---|---|
| Roci granitice (Senftle și Keevil, 1947) | 3,96 |
| Roci intermediare (Senftle și Keevil, 1947) | 2,61 |
| Diabaze (Evens și Goodman, 1941) | 0,83 |
| Bazalte (Evens și Goodman, 1941) | 0,83 |
| Roci bazice (Evens și Goodman, 1941) | 0,96 |

Dintre rocile eruptive acide, diferențiatele calco-alcaline au cele mai mari conținuturi de U și Th. Numeroase analize au arătat că în cursul cristalizării magmelor U se concentrează în roci acide mai mult decît Th.

În timpul procesului de diferențiere magmatică, uraniul se concentrează mai totdeauna în granite și pegmatite sienitice, în care formează un număr de minerale de sine stătătoare. Raza ionului $U^{4+}$ este prea mare pentru ca în mineralele principale din roci să poată pătrunde cantități mai mari de U. Deși ionul $U^{4+}$ (ca și ionul $Th^{4+}$) are coordinația asemănătoare cu a $Ca^{2+}$, el se concentrează în soluții reziduale (Wickman, 1943). Din acest punct de vedere, uraniul se aseamănă cu pămînturile rare. Drept urmare, uraniul și thoriul cristalizează în decursul fazelor pegmatitică și hidrotermală. O parte din ionii de uraniu și thoriu rămîn în aceste soluții pînă în ultima fază de cristalizare, precipitînd în ultimă instanță sub forma unor pelicule depuse pe suprafața mineralelor formate anterior.

De regulă, concentrațiile bogate în uraniu și thoriu din rocile magmatice sînt în legătură directă cu conținutul de silice (tabelul II.2).

*Tabelul II.2.* Conținutul mediu de U și Th din rocile magmatice intrusive (Senftle-Keevil, 1947)

| Tipul de rocă | U [ppm] | Th [ppm] | Th/U |
|---|---|---|---|
| Intrusive acide | 1—6 | 9 —25 | 4/7 |
| Intrusive bazice | 0,3— 2 | 0,5— 5 | 3/4 |
| Ultrabazice | 0,001—0,03 | scăzut | — |
| Alcaline | 0,1 —30 | — | variabil |
| Pegmatite acide | 1— 4 | 1—2 | 0,4/1,5 |

Diferite analize au evidențiat că radioactivitatea rocilor este legată în principal de minerale accesorii (zircon, apatit, titanit etc.). În unele roci, allanitul pare să fie unul din principalele minerale radioactive, ca și epidotul, care, uneori, este neobișnuit de radioactiv (Keevil et al. 1944). Monazitul și xenothimul sînt, de asemenea, minerale radioactive fiind, de obicei, mai active decît zirconul (Hutton, 1947). În unele roci, însă, uraninitul și torbenitul sînt cele care produc o radioactivitate intensă (tabelul II.3).

*Tabelul II.3.* Conținutul de U și Th din unele minerale componente ale rocilor magmatice intrusive

| Minerale principale | U [ppm] | Th [ppm] | Minerale accesorii | U [ppm] | Th [ppm] |
|---|---|---|---|---|---|
| Biotit | 1 — 40 | 0,5 — 50 | | | |
| Hornblendă | 1 — 30 | 5 — 50 | Allanit | 70 — 100 | 1 000 — 20 000 |
| Feldspat potasic | 0,2 — 3 | 3 — 7 | Apatit | 50 — 150 | 20 — 150 |
| Muscovit | 2 — 8 | — | | | |
| Olivină | 0,01 | scăzut | Epidot | 20 — 50 | 50 — 500 |
| Plagioclaz | 0,2 — 5 | 0,5 — 3 | Ilmenit | 1 — 50 | — |
| Piroxen | 0,01 — 40 | 2 — 25 | Magnetit | 1 — 30 | 0,3 — 20 |
| Cuarț | 0,1 — 5 | 0,5 — 6 | Monazit | 500 — 3 000 | 25 000 — 200 000 |
| | | | Titanit | 100 — 700 | 100 — 600 |
| | | | Xenothim | 500 — 35 000 | scăzut |
| | | | Zircon | 100 — 6 000 | 40 — 4 000 |

În majoritatea mineralelor accesorii, raportul Th/U este foarte diferit. Monazitul, de exemplu, conține în mod obișnuit mai mult thoriu decît uraniu, în timp ce xenothimul are mai mult uraniu decît thoriu. Această variație a conținutului de U și Th al mineralelor accesorii din diferențiatele magmatice tîrzii poate fi explicată prin oxidarea într-un stadiu mai tîrziu în magmă, iar lipsa raportului normal Th/U din mineralele accesorii ale diferențiatelor relativ timpurii (apatit, zircon) poate să fie cauzată de cristalizarea selectivă a unui element față de altul, din același mineral.

Variația radioactivității rocilor din constituția unui corp eruptiv este funcție și de structura acestuia (fig. II.1). Acest fapt a fost dovedit, printre altele, în cadrul unui batolit din California a cărui lungime este de cca 1 600 m, iar lățimea ajunge pînă la 122 m.

Batolitul este constituit din gabbrouri (cele mai vechi), tonalite și granodiorite, apoi granite, (cele mai tinere). După cum se vede din figura II.1 rocile cele mai radioactive reprezintă totuși membrii terminali ai serici magmatice bogate în $SiO_2$.

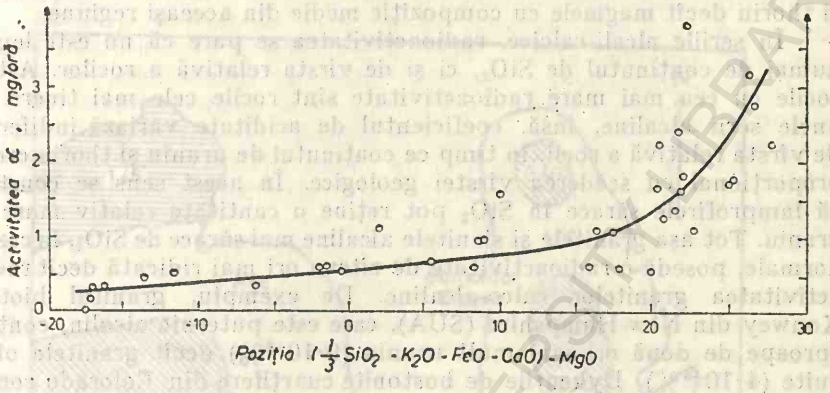



Fig. II.1. Variația radioactivității rocilor în interiorul unui batolit (Larsen, Keevil, 1948).

Formarea concentrațiilor cu conținut ridicat de uraniu se realizează mai degrabă în părțile extreme ale intruziunilor, sau ale suitei de roci magmatice. Acest tip de concentrații se formează numai dacă faza produselor volatile este reținută în timpul cristalizării unor magme puternic diferențiate și saturate în $H_2O$.

Condițiile de concentrare a uraniului sînt interpretate cu totul diferit de Emmons et al. (1953), care au descoperit în unele porfire o radioactivitate neobișnuit de mare, însoțită de puternice fenomene de termoluminiscență. Aceste fenomene, care se manifestă, de regulă, în strînsă dependență, se întîlnesc mai cu seamă în zonele de contact ale lamprofirelor cu rocile adiacente. Din punct de vedere petrogenetic, aceste lamprofire sînt produsul unor soluții reziduale alcaline, care și-au extras uraniul din rocile înconjurătoare, depunîndu-l apoi sub formă de pechblendă la zona de contact.

Cercetările au demonstrat că cele mai importante concentrații de uraniu se găsesc în diferențiatele magmatice cele mai acide. Astfel în statul New-Hampshire din S.U.A., cele patru serii magmatice care traversează depozitele Paleozoic inferioare prezintă o radioactivitate progresivă, începînd de la diferențiatele bazice spre cele intermediare și acide. Rocile acide, sînt aici de 3—4 ori mai radioactive decît cele

bazice. Una din aceste serii magmatice este de două ori mai radioactivă decît celelalte trei.

Ingram şi Keevil (1951) au ajuns la concluzia că radioactivitatea dintr-un corp intrusiv creşte progresiv cu evoluţia procesului de diferenţiere a magmei. Astfel, magmele acide reţin relativ mai mult uraniu şi thoriu decît magmele cu compoziţie medie din aceeaşi regiune.

În seriile alcali-calcice, radioactivitatea se pare că nu este legată numai de conţinutul de $SiO_2$, ci şi de vîrsta relativă a rocilor. Astfel, rocile cu cea mai mare radioactivitate sînt rocile cele mai tinere. În unele serii alcaline, însă, coeficientul de aciditate variază indiferent de vîrsta relativă a rocii, în timp ce conţinutul de uraniu şi thoriu creşte proporţional cu scăderea vîrstei geologice. În acest sens se constată că lamprofirele sărace în $SiO_2$ pot reţine o cantitate relativ mare de uraniu. Tot aşa granitele şi sienitele alcaline mai sărace de $SiO_2$, în cazuri normale, posedă o radioactivitate de cîteva ori mai ridicată decît radioactivitatea granitelor calco-alcaline. De exemplu, granitul biotitic Konwey din New-Hampshire (SUA), care este puternic alcalin, conţine aproape de două ori mai mult uraniu ($9 \cdot 10^{-4}$%) decît granitele obişnuite ($4 \cdot 10^{-4}$%). Dykeurile de bostonite cuarţifere din Colorado conţin în medie $33 \cdot 10^{-4}$% şi $120 \cdot 10^{-4}$% eU, ca şi granitul cu albit şi riebeckit din Nigeria, care în medie conţine $260 \cdot 10^{-4}$% eU. Granitele cu albit şi riebeckit din Vermont, regiunea Paiks-Pick, statele Colorado, Arizona şi Alaska au o radioactivitate ridicată (Everhardt, 1951), asemănătoare cu rocile tonalitice din Egipt (Schurman, 1956).

Magmatitele cu conţinuturi bogate de lantanide cerice şi zircon, cum sînt sienitele, sienitele nefelinice şi mai ales pegmatitele legate de acestea au, de regulă, conţinuturi apreciabile de thoriu şi relativ scăzute de uraniu.

Se poate concluziona că seriile magmatice de tip calco-alcalin, manifestă aceleaşi tendinţe, atunci cînd procesul de cristalizare fracţionată constituie factorul dominant, în timpul diferenţierii magmatice (Larsen et al 1956). Aceste tendinţe se manifestă, în primul rînd, spre creşterea conţinutului de uraniu din rocile mai tinere bogate în Si şi K şi sărace în Ca şi Mg, şi spre îmbogăţirea maximă a diferenţiatelor cele mai acide. Termenii intermediari ai seriilor suportă cele mai profunde transformări. Diferenţiatele granitoide şi gabbroide ale aceleiaşi serii au de obicei aproape acelaşi conţinut de uraniu; există totuşi şi cazuri cînd acest conţinut este complet diferit. În seriile în care diferenţierea magmatică nu a fost controlată de cristalizarea fracţionată, conţinutul de uraniu din fiecare tip de rocă a fost influenţat de ansamblul factorilor geologici locali şi regionali.

Deşi părţile periferice ale corpurilor intrusive sînt, de obicei, mai radioactive decît cele interioare, nu se poate vorbi de o creştere con-

stantă a radioactivității de la centru spre exteriorul corpului. În alte locuri, radioactivitatea crește sau descrește în funcție de ridicarea sau scufundarea axei principale a intruziunii. În unele cazuri părțile centrale ale batolitului au o radioactivitate chiar mai mare decît cele periferice (fig. II.2).

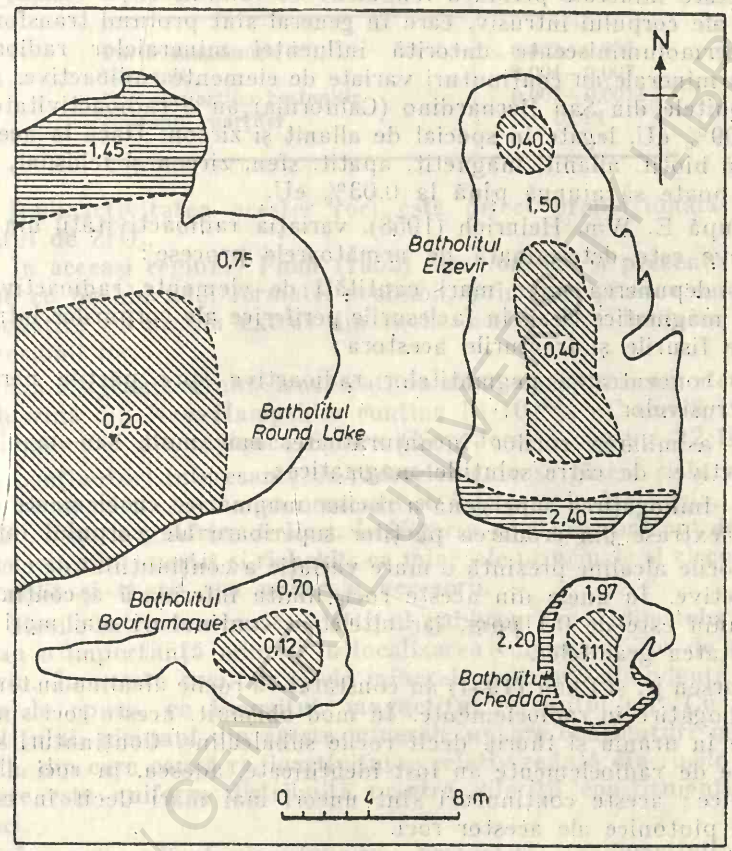



Fig. II.2. Repartizarea radioactivității în cîteva batolite din Ontario și Quebec-Canada (Slack, 1949).

Variații în distribuția radioactivității din corpurile intrusive se constată și în raport cu adîncimea acestora. Hurley (1950) a observat că granitele din nivelele inferioare ale unui batolit sînt mai puțin radioactive decît cele din nivelele superioare, iar Gross (1952) susține că

în unele batolite radioactivitatea se concentrează pe zonele de minimă rezistență (fisuri, fracturi). Numai cînd lipsesc asemenea elemente geostructurale, radioactivitatea se deplasează spre zonele marginale. Zonele cu presiune scăzută și radioactivitate ridicată sînt caracterizate prin conținuturi mai mari de $SiO_2$, de zircon și alte minerale grele. Unele din aceste minerale prezintă fenomene de luminiscență. Astfel, rocile gazdă ale corpului intrusiv, care în general sînt profund transformate, sînt termoluminiscente datorită influenței mineralelor radioactive. Aceste minerale au conținuturi variate de elemente radioactive. Astfel, monzonitele din San Bernardino (California) au o radioactivitate pînă la 0,009% eU, legate în special de allanit și zircon. Dacă la acesta se adaugă biotit, allanit, magnetit, apatit, sfen, zircon și feldspat, conținutul poate să ajungă pînă la 0,03% eU.

După E. Wm. Heinrich (1958), variația radioactivității din rocile intrusive este determinată de următoarele procese :

— depunerea unor mari cantități de elemente radioactive din soluții magmatice tîrzii în faciesurile periferice ale corpurilor intrusive, sau pe fisurile și fracturile acestora ;

— concentrarea pegmatitelor radioactive spre părțile periferice ale intrusivelor ;

— asimilarea rocilor înconjurătoare, mai mult sau mai puțin radioactive, de către soluțiile magmatice ;

— îmbogățirea supergenă a rocilor magmatice cu elemente radioactive extrase din erodarea părților superioare ale corpului intrusiv.

Rocile alcaline prezintă o mare variație a conținutului de elemente radioactive. În unele din aceste roci, limita inferioară a conținutului de uraniu este de 0,1 ppm, iar altele au conținuturi mai mari decît majoritatea granitelor.

Larsen jr. și Phair (1954) au constatat că rocile alcaline au tendință de îmbogățire în radioelemente. În mod obișnuit, aceste roci sînt mai bogate în uraniu și thoriu decît rocile subalcaline. Conținuturi semnificative de radioelemente au fost identificate, adesea, în roci alcaline vulcanice ; aceste conținuturi sînt uneori mai mari decît în echivalentele plutonice ale acestor roci.

Din această categorie, bostonitele, sienitele nefelinice prezintă oarecare importanță pentru acumularea radioelementelor. Acestea sînt cunoscute și în Carpații Meridionali din România, ca și în alte zone din lume.

În S.U.A. (Colorado) există porfire cuarțifere bostonitice cu conținut de $33 \cdot 10^{-4}$ și $120 \cdot 10^{-4}$ eU% incluse într-o serie alcalină-sodică, ai cărei membrii petrografici sînt în totalitate radioactivi.

În funcție de faciesurile litologice, vîrsta rocilor și valoarea medie a radioactivității s-au determinat următoarele conținuturi:

| Roca | Conținut mediu U % |
|---|---|
| Porfir monzonitic | 0,002—0,007 |
| Bostonit | 0,004—0,007 |
| Porfir cuarțifer bostonitic | 0,007—0,0014 |
| Bostonit cuarțifer | 0,014 |

Radioactivitatea acestor roci este direct proporțională cu conținutul de $ZrO_2$.

În aceeași regiune, Phair (1952) menționează și prezența unor filoane cu pechblendă, formate, probabil, prin precipitarea unor soluții îmbogățite cu uraniu extras din rocile bostonitice, întîlnite în calea ascensiunii lor.

Un alt granit alcalin leucocrat, cu albit, apatit, zircon, sfen, allanit și fluorină din New-Hampshire conține $13 \cdot 10^{-4}$% eU sau $9 \cdot 10^{-4}$% U, iar bostonitul din regiunea Sussex (New-Jersey) conține $22 \cdot 10^{-4}$% U.

Conținuturi interesante de radioelemente se găsesc și în roci alcaline cu piroclor. Asemenea ocurențe se întîlnesc în Norvegia, U.R.S.S. (Ural), Nigeria și Africa de Vest. În Nigeria, rocile cu conținut de piroclor au cuarț, albit, pertit și riebekit, ca minerale principale și zircon, topaz, astrofilit și thorit, ca minerale accesorii.

Rocile intruzive bazice, de tipul gabbrourilor și dioritelor, se pare că au o importanță minoră în localizarea concentrațiilor de uraniu și thoriu. În aceste roci, singurele minerale accesorii abundente sînt mineralele opace, ca ilmenitul, magnetitul, cromitul etc. Cu excepția apatitului, niciunul din aceste minerale nu are conținuturi mari de U și Th, din care cauză radioactivitatea relativ redusă din rocile intrusiv-bazice este uniform distribuită printre diferiții constituienți mineralogici.

În rocile ultrabazice (dunite, peridotite), radioactivitatea este extrem de redusă. Conținuturile de uraniu nu depășesc în general 0,1 ppm, iar thoriul se găsește foarte rar. Radioactivitatea acestora este legată de mineralele formate în stadiul de consolidare tîrzie a magmei (Davies-Hess, 1949).

În rocile magmatice extruzive conținuturile de uraniu și thoriu sînt oarecum proporționale cu conținutul de K și $SiO_2$, sau cu conținutul de minerale felsice.

Bazaltele, de exemplu, conțin de la 0,6 pînă la $1{,}1 \cdot 10^{-4}$% U, iar în unele dacite, conținutul de uraniu este de patru ori mai mare decît în bazalte. Există obsidiane cu conținut de $15 \cdot 10^{-4}$% U, cu toate că în sticlele vulcanice, conținutul mediu de uraniu este de numai $5{,}6 \cdot 10^{-4}$%. În rocile alcaline din Kreeppe-Creek (Colorado), fonolitele vechi latitice cu conținut ridicat de silice au conținuturi mai mici de radioelemente decît fonolitele tinere, cu mult nefelin și cantitate mică de siliciu (Larsen, Phair, 1954). În această categorie de roci, radioactivitatea crește proporțional cu vîrsta formațiunii geologice. De semnalat că conținutul de thoriu depășește de circa trei ori pe cel de uraniu, iar acesta din urmă se găsește într-o relație directă cu succesiunea lavelor vulcanice. Se presupune că rocile vulcanice efuzive și cele hipoabisale au o radioactivitate ceva mai ridicată și un conținut de uraniu mai mare decît echivalentele lor intrusive, însă în general, diferența dintre cele două tipuri de roci eruptive aparținînd aceleași familii este foarte mică sau nici nu există (Neuerberg, 1956). În unele din aceste roci, radioactivitatea este generată de prezența unor xenolite, care conțin 0,068—0,16% U (Lovering, 1956).

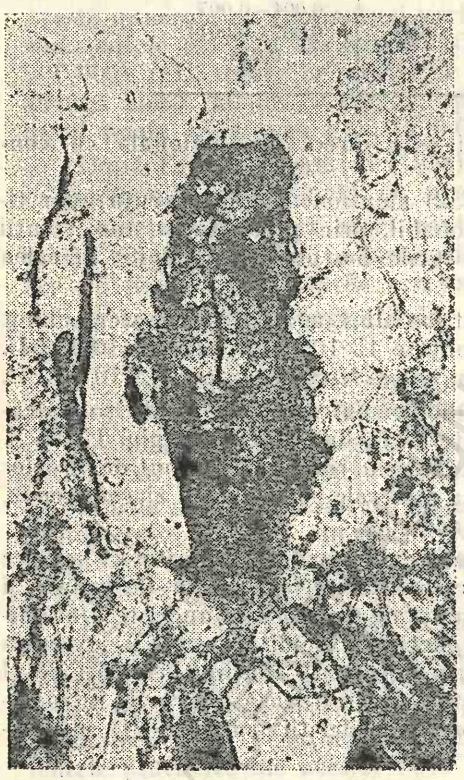


Fig. II.3. Allanit parțial metamictizat în obsidian (Meissen — R.D.G.).

Sursa radioactivității din aceste roci o constituie mai cu seamă mineralele accesorii (zircon, sfen, allanit, apatit, fluorină) (fig. II.3) semnalate în constituția petrografică a riolitelor, latitelor cuarțifere, trahitelor și dacitelor. Doar într-o cenușă vulcanică din Uganda s-a menționat prezența betafitului (Davidson, 1956). În unele locuri (San-Juan — Colorado), zirconul are o radioactivitate slabă (Larsen, Phair, 1954) iar monazitul și thoritul sînt principalele minerale radioactive din tufurile alcali-potasice din jurul Romei (Ippolito et al, 1956).

În lavele din California, consolidate în condiții de suprafață, radioelementele au o repartiție neuniformă în plagioclazi, piroxeni, hornblende, biotit și strate vulcanice. Minerale accesorii puternic radioactive lipsesc complet (Rogers, Adams, 1956).

Unii cercetători au demonstrat că modificările de conținut în elemente radioactive din rocile riolitice și dacitice nu sînt întîmplătoare. De obicei aceste situații au caracter regional și se datorează în mare măsură migrării de sub scoarța terestră a elementelor sialice, care duc la formarea magmelor palingenetice și care produc remobilizarea și concentrarea radioelementelor.

Un important interes practic îl prezintă radioactivitatea rocilor de tip tufogen. În unele locuri, produsele vulcanismului efuziv sînt așezate transgresiv și discordant peste strate cu cărbuni (lignit) și șisturi cărbunoase cu conținut de uraniu. De exemplu în New-Mexico un zăcămînt de cărbuni din Cretacic cu conținut de uraniu este acoperit cu depuneri de tufuri pliocene; aceste tufuri conțin cca 0,003% U și reprezintă probabil, sursa uraniului din cărbunii subiacenți. Același exemplu îl oferă șisturile argiloase și calcarele cărbunoase ale formațiunii cretacice Ber-River din Statul Idaho, care și-au extras uraniul din formațiunile vulcanogene silicioase terțiare, suprajacente, slab radioactive (sub 0,01% U).

Tufurile riolitice din statul Nevada cu radioactivitate medie de 0,008—0,009% U au fisuri umplute cu elemente radioactive, cărbuni și impregnații de uraniu. Mineralele sînt reprezentate prin autunit și phosphuranylit.

Impregnații și filonașe de diverse minerale secundare de uraniu (autunit) se întîlnesc în tufurile miocene din California, și în dacitul Kern (0,001% U).

În statul Utah, autunitul, însoțit de opal cu fluorină microgranulară, sînt localizate în riolite.

Zăcămintele din regiunea Gas-Hills și Miller-Hills (Wyoming) s-au format prin dizolvarea uraniului din tufurile care acoperă formațiunea White-River. Aceeași geneză are și uranocircitul din formațiunea Chadron (Dakota de Sud), care s-a format prin precipitare din apele freatice, care au dizolvat și transportat uraniul din cenușile vulcanice ale formațiunii Brule. În alte locuri sînt corpuri mari de norite nealterate a căror radioactivitate este de 10—12 ori mai mare decît fondul normal al acelorași roci. Asemenea concentrații se găsesc și în Australia.

În concluzie, în rocile extrusiv-acide uraniul și thoriul sînt larg dispersate, iar în alte cazuri incapacitatea celor două elemente de a pătrunde în rețeaua unor minerale principale, cristalizate din lave, ca și lipsa mineralelor accesorii, determină concentrarea acestora în magmele reziduale și încorporarea în sticle vulcanice.

**Importanța economică a uraniului și thoriului din rocile magmatice.** Rocile magmatice conțin importante cantități de uraniu și thoriu, încît cercetarea acestora în vederea punerii în valoare este de un evident interes economic.

Dacă pînă acum au fost cercetate și parțial valorificate o seamă de zăcăminte de uraniu cu volum mare de rezerve, de acum înainte asemenea concentrații încep să se epuizeze treptat, astfel că zăcămintele cu conținuturi mai scăzute vor intra obligatoriu în circuitul economic. Acest lucru atrage după sine și modificarea unor procedee tehnologice de preparare și valorificare.

Paralel cu valorificarea unor asemenea concentrații de uraniu, trebuie să se dezvolte și să se perfecționeze metodologiile de cercetare și valorificare a zăcămintelor de thoriu, care pentru unele state pot constitui resurse autentice de materie primă radioactivă. Este adevărat că valorificarea minereurilor de thoriu pentru obținerea thoriului sub formă de lingou este costisitoare, aceasta necesitînd un flux tehnologic diferit de al uraniului, însă în final nici această sursă de materii prime nucleare nu trebuie să fie subestimată.

Se cunoaște că în rocile plutonice, cantitatea cea mai importantă de radioelemente se găsește în minerale accesorii și microincluziuni din roci neafectate de procese exogene. Mai mult de 50% din uraniul din această sursă poate fi ușor dizolvat de acidul clorhidric diluat. Chiar dacă o parte a uraniului este leșiată, mineralele comune alterate sînt adesea mai radioactive decît cele nealterate. Într-o astfel de rocă se pot deosebi cîteva generații de minerale, primare sau secundare, de uraniu. Cele secundare se formează printr-un complex de procese suprapuse, cum ar fi albitizarea și mai ales alterarea hipergenă.

Scăderea conținuturilor de uraniu din unele roci intruzive poate să fie un rezultat al eliberării acestui element încă în faza gazoasă a fenomenului vulcanic, probabil datorită oxidării uraniului tetravalent ($U^{4+}$) și trecerea lui în forma hexavalentă ($U^{6+}$), sau un rezultat al reținerii preferențiale a uraniului în produsele reziduale ale magmei. Aceste transformări geochimice au o importanță considerabilă în formarea acumulărilor de importanță economică. Marea mobilitate geochimică a uraniului, trecerea sa cu ușurință de la o valență ($U^{4+}$) la alta ($U^{6+}$), creează premisele circulației în soluție și redepunerea sa sub forma de zăcăminte de tip epigenetic. Surse importante de uraniu pentru formarea unor asemenea mineralizații le constituie cenușile și piroclastitele vulcanice din care uraniul este dizolvat cu ușurință și redepus în formațiunile geologice subiacente.

Pe baza observațiilor referitoare la prezența uraniului în componenți volatili ai magmelor, la distribuția acestuia în timpul consolidării topiturilor de silicați, cît și la modul de punere în loc a corpurilor eruptive, H. Sorensen (1978) deosebește următoarele tipuri principale de mineralizații uranifere:

1. Mineralizații formate în timpul cristalizării magmelor:

a. Diseminări sau concentrații în magme;

b. Pegmatite și filoane pegmatitice;

c. Mineralizații metasomatice de contact.

2. Mineralizații formate din fluide hidrotermale, localizate în interiorul, sau în jurul diferitelor corpuri intrusive:

a. Zone îmbogățite în masa rocii intruzive;

b. Mineralizații filoniene asociate plutonitelor;

c. Mineralizații asociate rocilor vulcanice și subvulcanice (zăcăminte de U și Mo);

d. Mineralizații de Ti-P-U asociate rocilor bazice;

e. Mineralizații formate prin levigarea rocilor magmatice de-a lungul fracturilor și zonelor de brecciere.

Zăcăminte și mineralizații de uraniu de geneză magmatică se găsesc în granite și riolite alcaline granite și riolite subalcaline, sienite și trahite, sienite nefelinice și fonolite, sau chiar în dolerite și bazalte.

Concentrații cu conținut ridicat de uraniu se întîlnesc mai frecvent în părțile exterioare ale corpului intrusiv sau ale suitei de roci magmatice. Asemenea acumulări se pot forma numai dacă faza produselor volatile este reținută în timpul cristalizării unor magme puternic diferențiate și saturate cu $H_2O$.

Mineralizații de contact sau filoniene asociate spațial și temporar rocilor eruptive se pot forma atunci cînd faza volatilă a magmelor hidratate este declanșată total sau intermitent, datorită creșterii presiunii din timpul ascensiunii sau chiar răcirii lente. Consolidarea magmelor în timpul fazei hidrotermale conduce la acumularea uraniului sub formă de zăcăminte filoniene. Acest tip de mineralizare se caracterizează prin asociația mineralogică uraninit-pechblendă-fluorină și minerale carbonatice — sulfuri complexe.

Mineralele de uraniu din zăcămintele filoniene și din cele asociate rocilor vulcanice, subvulcanice și sedimentar-efuzive sînt, de cele mai multe ori, mai tinere decît rocile eruptive care le însoțesc. Formarea unor asemenea tipuri de mineralizare depinde de natura rocilor gazdă,

de regimul tectonic și adîncimea de precipitare în scoarță, care toate împreună trebuie să fie propice.

Geneza unor asemenea zăcăminte amintește de aceea a zăcămintelor porfirice de cupru, soluțiile mineralizatoare fiind considerate ca venind din magme de la mare adîncime. Pentru acest tip de zăcăminte, ionii de carbonați complecși au jucat un rol determinant în transportul soluțiilor.

Aceste condiții variate creează multe dificultăți în definirea unor criterii mineralogice, petrografice, geochimice și geotectonice, pe care să se fundamenteze prospecțiunea zăcămintelor de uraniu de origine magmatică. Totuși, o cunoaștere temeinică a afinităților geochimice ale uraniului, efectuarea de studii detaliate de geologie structurală și cunoașterea proceselor de alterare geochimică din faliile și fracturile care afectează zona pot constitui indicii metalogenetici deosebit de utili în cercetarea uraniului.

În unele unități structurale ale teritoriului românesc rocile eruptive au o largă răspîndire. Un loc important îl ocupă corpurile granitoide de vîrste diferite, a căror compoziție chimică și mineralogică este destul de variată și complexă.

În unele țări granitoidele sau unele litofaciesuri ale acestora au conținuturi interesante de U și Th, de două sau de trei ori mai mari decît clarkul general. Evident că acestea nu constituie zăcăminte de interes economic decît în cazurile cînd peste magmele primare cu conținut de U+Th s-au suprapus alte fenomene postmagmatice, care să determine o îmbogățire în cele două elemente.

În lucrările de prospecțiune geologică, pentru mineralizații radioactive, indicatorii geochimici și mineralogici ai rocilor au o importanță considerabilă, deoarece aceștia permit separarea intruziunilor mineralizate de cele nemineralizate și mai departe alegerea celor cu perspectivă. Elementele frecvent însoțitoare ale unor asemenea tipuri de zăcăminte sînt Mo, W și Sn. Această asociație geochimică constituie un indicator orientativ în prospecțiunea radioelementelor din granite și este determinată în primul rînd, de afinitățile lor geochimice, care le permit să se comporte asemănător în procesul magmatic, și apoi de migrarea uraniului și thoriului spre părțile apicale ale intruziunilor. Îmbogățirea în radioelemente, îndeosebi cu uraniu, a litofaciesurilor din aceste zone este proporțională cu intensitatea fenomenelor postmagmatice.

Pentru stabilirea de zone bogate în uraniu se recomandă să se țină seama și de nivelul de eroziune, care are un rol hotărîtor în conservarea sau distrugerea zonelor mineralizate.

Siromeatnikov et al. (1980), pe baza unor date analitice, au stabilit următoarele criterii de prognoză pentru zăcămintele de metale rare cu conținut de uraniu și thoriu din rocile granitoide:

| Grupa | Conținut (în $10^{-4}$%) U | Th | U/Th | Prognoza masivelor de granit |
|---|---|---|---|---|
| I | 7,0—10,0 | 30,0—45,0 | $>1$ | Perspectivă evidentă |
| II | 6,5— 4,0 | 35,0—25,0 | $\sim 1$ | Perspectivă mai redusă |
| III | 4,0 | 25,0 | $<1$ | Fără perspectivă |

Utilizarea în scopuri practice a datelor menționate impune cunoașterea și respectarea următoarelor reguli:

1. Datele despre conținutul de U și Th trebuie să se refere la granitele dintr-un singur complex litologic.

2. Conținutul de metale rare din masivele granitice din grupele I+II crește odată cu creșterea conținutului de U și Th.

3. Dacă conținutul de U tinde spre grupa superioară, atunci masivul granitic se introduce în grupa corespunzătoare conținutului de U, însă perspectiva acestuia se apreciază numai în comparație cu masivele pentru care conținutul nu numai de U ci și de Th se găsește în această grupă de date.

4. Dacă conținutul de U tinde spre o grupă inferioară, iar cel de Th spre una superioară, atunci masivul granitic intră în grupa corespunzătoare conținutului de uraniu, însă perspectiva acestuia se apreciază în comparație cu masivele pentru care și Th se situează tot în acea grupă.

5. Dacă paralel cu conținutul ridicat de U și Th (grupa I), masivul granitic se caracterizează printr-o valoare ridicată ($U \geqslant 45—50\%$), iar $U > Th$, atunci el indică perspectiva masivului, iar la un conținut scăzut de U și Th (grupa III), valoarea scăzută ($U < 40\%$) în cazul unei valori $U < Th$ sugerează concluzia că masivul este lipsit de perspectivă.

6. Masivele de granit din grupa a III-a se consideră că prezintă perspective numai în cazul mineralizațiilor și ivirilor de minereu de proporții mari sau, dacă se folosesc date suplimentare de detaliu, acestea pot fi trecute, de la caz la caz, în grupele I sau III.

Apariția combinată și suprapusă a soluțiilor postmagmatice încărcate cu uraniu și thoriu peste magmele primare cu conținut de radioelemente este condiționată de mulți factori geologici favorabili formării

intruziunilor de roci eruptive. Acest lucru este de multe ori hotărîtor în formarea zăcămintelor de metale rare legate de intruziunile granitice ce aparţin unei singure vîrste şi care au în acelaşi timp aceeaşi compoziţie petrografică.

Datorită concentraţiilor relativ mici de uraniu şi thoriu şi gradului mare de dispersie a acestora, în majoritatea cazurilor, zăcămintele magmatice de substanţe radioactive nu se exploatează deocamdată. Excepţie face zăcămîntul Roos Adams din Alaska, situat în sudul insulei Prince of Wales, care, din punct de vedere genetic este legat de un mic stoc de granite alcaline.

Corpul de minereu are grosime medie de 12 m şi o extindere maximă pe verticală de 15 m, iar lungimea pe direcţie de cel puţin 100 m. În limitele lui există numeroase apofize cu grosimea de 0,1—0,8 m, umplute cu uraninit şi thorianit. În zonele mai bogate, conţinutul de $U_3O_8$ depăşeşte 0,5%. În cantităţi mici, se găseşte şi coffinit. Pe lîngă aceste minerale se mai întîlnesc hematit, calcit, fluorină, pirită, galenă, cuarţ şi clorit.

## II.2.2. ZĂCĂMINTE ŞI ACUMULĂRI DE SUBSTANŢE RADIOACTIVE DIN PEGMATITE

Spre deosebire de granite, pegmatitele prezintă o variaţie mai mare în ceea ce priveşte compoziţia, dimensiunea mineralelor, cît şi structura lor. Formarea acestor roci este legată de prezenţa substanţelor volatile existente în topiturile de silicaţi.

Prin compoziţia mineralogică-petrografică, majoritatea pegmatitelor se aseamănă cu granitoidele; acest tip de pegmatite este cunoscut sub denumirea de *pegmatite granitice*. Acestea sînt purtătoarele celor mai importante concentraţii de uraniu şi thoriu.

În afară de pegmatitele granitice se întîlnesc şi pegmatite sienitice, sienitice cu nefelin dioritice şi altele.

Pegmatitele sienitice şi cele nefelin-sienitice sînt cele mai favorabile acumulărilor de minerale de thoriu.

După Cameron et. al. (1949) pentru fiecare zonă din structura internă a pegmatitelor există asociaţii specifice de minerale.

*Minerale radioactive din pegmatite.* Ellsworth (1932) şi Page (1950) deosebesc două tipuri de minerale:

a) minerale primare, formate o dată cu pegmatitele;

b) minerale secundare, formate în urma punerii în loc a corpurilor pegmatitice sub acţiunea proceselor metasomatice.

În general, mineralele radioactive din pegmatite sînt reprezentate prin oxizi, oxizi complecşi, fosfaţi şi silicaţi.

Dintre oxizi, cel mai important este uraninitul; mai rar poate fi găsit thorianitul. Oxizii complecși, exceptînd daviditul, sînt prezenți, în marea lor majoritate, în zăcămintele de tip pegmatitic.

Fosfații sînt reprezentați prin monazit și xenothim.

*Tabelul II.4.* **Minerale radioactive din pegmatite după Heinrich Wm. E. (1958)**

| Mineralul | Ocurente |
|---|---|
| 1. OXIZI | |
| Uraninit | a. În pegmatite simple<br>b. În zona de lingă salbandă și cea intermediară a pegmatitelor zonale;<br>c. Fisuri umplute cu cuarț din pegmatitele complexe |
| 2. OXIZI COMPLECȘI (Niobați, tantalați) | |
| Fergusonit-Formanit<br>Samarskit-Yttrotantalit<br>Euxenit-Policras<br>Aeschinit-Priorit | — Zona externă a nucleului central sau alte zone metasomatice din pegmatitele complexe<br>— Tipul albitic din Cleveland, sau cel cu aspect zaharoid, bogat în biotit. |
| Microlit | — Zone metasomatice bogate în lepidolit din pegmatitele complexe |
| 3. FOSFAȚI | |
| Monazit | a. Zonele limitrofe ale pegmatitelor zonale.<br>b. Elemente metasomatice ale pegmatitelor complexe. |
| 4. SILICAȚI | |
| Thorit | a. Pegmatite simple<br>b. Zone metasomatice ale pegmatitelor complexe |
| Allanit | Zona limitrofă salbandei din pegmatitele zonale |
| Zircon | |
| a. obișnuit | a. În pegmatite simple sau în zonele exterioare ale pegmatitelor zonale |
| b. cirtolit | b. În zonele metasomatice ale pegmatitelor complexe |
| Gadolinit | În marginea nucleului central sau în zonele metasomatice controlate tectonic, în pegmatite complexe |
| Sfen | |
| a. obișnuit | a. În pegmatite simple |
| b. yttrotitanit | b. În zonele metasomatice ale bordurii nucleului central din pegmatitele complexe |

Există și un număr considerabil de minerale secundare de uraniu, viu colorate, care au apărut ca rezultat al transformărilor supergene.

Minerale de uraniu mai apar și ca efect al fenomenelor hidrotermale de tip teletermal. Dintre acestea se remarcă abundența hidroxizilor, fosfaților gummitelor și silicaților de uraniu. Mai rar se întîl-

nesc și minerale din grupele carbonaților, sulfaților, arseniaților și vanadaților de uraniu. Deosebit de răspîndite sînt autunitul, torbernitul și uranophanul.

Multe din mineralele radioactive, în special gummitul, suportă „in situ" unele transformări epigenetice. De aceea autunitul, torbernitul și alte minerale secundare de uraniu se găsesc sub formă de incluziuni sau impregnații în fisuri ale rocilor, situate la distanță de mineralele hipogene.

În unele regiuni se cunosc minerale radioactive exomorfe, formate pe cale metasomatică, în imediata apropiere de contactul corpului pegmatitic cu rocile înconjurătoare (uraninit, allanit, monazit, sfen).

*Clasificarea pegmatitelor, zonalitatea și repartiția lor spațială.* În literatura geologică există mai multe criterii de clasificare a pegmatitelor, care au la bază dimensiunea cristalelor, caracteristicile chimice, mineralogice și structurale.

În ceea ce privește dimensiunea cristalelor, unele pegmatite sînt fin granulare, altele au o granulație mare (majoritatea), iar altele au o granulație gigantică, cu cristale pînă la cîțiva metri diametru.

Din punct de vedere chimic pegmatitele se pot împărți astfel:

— pegmatite potasice; pegmatite sodice; pegmatite calco-sodice.

Din punct de vedere mineralogic și geochimic, Niggli deosebește următoarele tipuri de pegmatite:

— pegmatite granitice; pegmatite cu granat și disten; pegmatite cu niobiu și tantal; pegmatite cu turmalină; pegmatite cu beril; pegmatite cu turmalină și muscovit; pegmatite cu lepidolit; pegmatite cu criolit.

După structură se pot deosebi: pegmatite cu structură pegmatoidă, în care mineralele sînt larg dezvoltate și nu prezintă nici o orientare; pegmatite cu structură grafică; pegmatite stratificate.

În funcție de caracteristicile structurii interne, pegmatitele se împart în trei clase principale: a) pegmatite omogene sau simple; b) pegmatite zonale; c) pegmatite complexe.

Corpurile pegmatitice au dimensiuni de la cîțiva centimetri pînă la sute de metri. Se cunosc corpuri pegmatitice, de formă filoniană, care se întind pe cîțiva kilometri.

Din cauza unor concentrații cu conținut mare și volum important de rezerve din zăcăminte de substanțe minerale radioactive de alte tipuri genetice, pegmatitele nu au fost exploatate decît sporadic ca surse de uraniu și thoriu. Primele pegmatite din care s-au extras minereu de uraniu și thoriu au fost pegmatitele din Madagascar. Prelucrarea pegmatitelor din Evier — Norvegia a prilejuit, de asemenea, sortarea și prelucrarea a cîtorva tone de uraninit. Extracția mineralelor de uraniu

concomitent cu a micelor sau feldspaţilor s-a practicat şi se practică totuşi şi astăzi în mai multe ţări. Descoperirea pegmatitelor simple cu uranothorit, din sudul provinciei Ontario şi din alte zone ale lumii a pus problema valorificării industriale a acestora.

**Pegmatite simple.** În urma unor cercetări efectuate în Canada după anul 1950 s-a constatat că pegmatitele simple sau slab diferenţiate sînt radioactive, unele varietăţi ale acestora constituind chiar adevărate minereuri.

După culoarea componenţilor mineralogici, pegmatitele simple se împart în două tipuri: leucocrate şi melanocrate.

Pegmatitele leucocrate de tip granitic conţin magnetit din abundenţă şi sînt sărace în biotit, hornblendă şi piroxeni.

Pegmatitele melanocrate sînt bogate în biotit, hornblendă şi piroxen şi sînt localizate, de obicei, în roci înconjurătoare cu conţinut de calciu care au fost asimilate în procesul de contact metasomatic. Efectul exomorf al acestui fenomen se exprimă prin structuri *lit-par-lit* şi formarea de noi cristale, iar dyke-urile pegmatitice fac trecerea de la granite cuarţifere la granite propriu-zise şi sienite. Mineralele melanocrate, care apar izolat sau ca agregate minerale, se pot concentra în apropierea salbandelor. Toate aceste particularităţi petrostructurale demonstrează că dyke-urile pegmatitice s-au format prin procese de metasomatoză complexă şi variată.

Principalele minerale radioactive din pegmatitele melanocrate sînt uraninitul şi uranothoritul, iar ca minerale accesorii se menţionează fluorină, calcit, molibdenit, turmalină, granat, pirită, pirotină, calcopirită şi uneori umangit şi anatas.

Unele dyke-uri granitice şi sienitice au în zonele marginale aglomerări de piroxen, care coincid cu concentraţiile de uraninit, în timp ce părţile centrale sînt mai puţin radioactive. Cele mai multe din aceste dyke-uri au structură rubanată, dată de alternanţe de pegmatite granitice, gnaise migmatice, leucogranite, pegmatite gnaisice etc. În aceste tipuri de pegmatite, uraninitul se întîlneşte de preferinţă acolo unde dyke-urile intersectează rocile cu conţinut de calciu şi magneziu, bogate în hornblendă şi piroxen. Localizarea uraninitului pe fisurile şi crăpăturile unor pegmatite şi relaţia directă a acestuia cu sulfurile metalice conduc la concluzia că uraninitul este un component primar, adus în etapa pegmatitică tardivă (Bateman, 1955).

**Pegmatite zonale.** În aceste pegmatite, uraninitul se localizează în zonele exterioare ale corpului pegmatitic, în apropierea imediată a salbandelor, sau alături de zona intermediară. În pegmatitele care au suferit procese metasomatice, uraninitul se găseşte chiar în neosom, însă acest lucru nu indică neapărat originea metasomatică a mineralului de uraniu.

În pegmatitele zonale, uraninitul se găseşte sub forma unor mici cristale şi uneori ca agregate dendriforme. Frecvent uraninitul este asociat cu alte minerale radioactive ca allanitul, zirconul, cirtolitul, monazitul şi xenothimul. Această parageneză se caracterizează printr-un conţinut mare de uraniu, conţinut scăzut de thoriu şi prezenţa unor cantităţi reduse de pămînturi rare din grupa ceriului. Pămînturi rare yttrice, sau mineralizaţii de niobiu şi tantal se întîlnesc rar sau lipsesc complet.

În unele tipuri de pegmatite, uraninitul este înlocuit parţial sau înconjurat de thucolit. Ellsworth (1931, 1932) a descris unele pegmatite cu cristale de uraninit în părţile exterioare ale zonei cu feldspat, bogate în mică. Asociate acestei zone se mai întîlnesc şi mici cantităţi de calciosamarskit, allanit şi cirtolit.

Din clasa pegmatitelor zonale, în afara de pegmatitele cu uraninit mai fac parte pegmatitele cu oxizi radioactivi complecşi, pegmatitele cu microlit şi pegmatitele cu allanit.

*Pegmatite cu oxizi complecşi radioactivi.* De cele mai multe ori, oxizii complecşi sînt asociaţi cu alte minerale, ca monazit, cirtolit, allanit, gadolinit, şi mai rar cu uraninit, xenothim, yttrialit, sfen, cevkinit şi thorit.

Cele mai frecvente minerale din grupa oxizilor complecşi sînt euxenitul, samarskitul, iar cele mai puţin obişnuite sînt fergusonitul şi policrasul. Foarte rar se întîlnesc yttrotantalit, betafit, priorit, aeschynit şi ampangabeit. În această asociaţie apare şi uraninit, uneori în cantităţi apreciabile, aşa cum este cunoscut în Africa de Est. Pegmatitele din această regiune au cuiburi de uraninit, care parţial s-au transformat în rutherfordit, asociat cu aeschynit, monazit, samarskit şi euxenit.

Pegmatitele cu oxizi radioactivi complecşi au forma unor corpuri cu dimensiuni reduse, cu contururi clare, structură zonală, iar nucleul central al corpului pegmatitic este constituit din cuarţ, sau feldspat.

Mineralele radioactive se întîlnesc sub formă de cristale, sau agregate cristaline de dimensiuni excepţionale.

Pegmatitele cu oxizi complecşi de uraniu şi thoriu prezintă următoarele caracteristici: au conţinut moderat pînă la ridicat de uraniu, conţinuturi de thoriu scăzute pînă la moderate, conţinut ridicat de niobiu + tantal (± Ti), conţinut moderat de pămînturi rare (cerice şi yttrice) şi conţinut moderat pînă la scăzut de zirconiu.

*Pegmatite cu microlit.* Pegmatitele cu concentraţii de microlit au structura zonală puţin mai complicată. Microlitul din pegmatite se întîlneşte, de obicei, sub formă de cristale extrem de mărunte diseminate în minerale secundare, care alcătuiesc, la rîndul lor, lentile bogate în lepidolit (fig. II.4).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

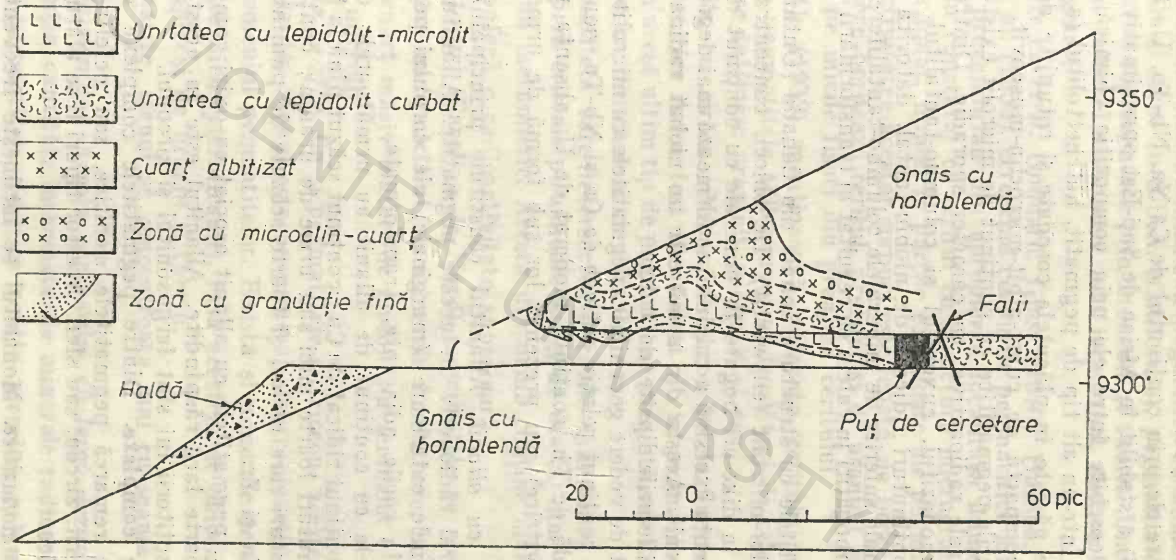



Fig. II.4. Secțiune transversală printr-un corp pegmatitic din Colorado (Hanley, Heinrich, Page, 1950).

În natură se cunosc mai multe specii de microlit, care se deosebesc totuşi între ele prin conţinutul de Ca-Na, Nb-Ta, U, Th şi OH-F. Reuning (1933) a stabilit în Africa de Sud-Est aproximativ şapte specii de microlit, deosebite între ele prin compoziţia chimică şi asociaţia paragenetică. Într-un alt tip de pegmatit, hatchettolitul (a doua specie de microlit) se găseşte în plăcuţele corodate şi rotunjite de spodumen într-o masă compactă de cuarţ-albit-microclin-muscovit.

În dyke-urile pegmatitice cu conţinut de microlit există şi alte asociaţii de minerale radioactive, cu caracter sporadic. Dintre acestea se menţionează monazitul, euxenitul şi columbo-tantalitul. Alteori microlitul are conţinuturi ridicate de niobiu-tantal, datorită transformărilor hidrotermale suferite de mineralele columbo-tantalifere. Se observă cîteodată şi îmbogăţiri în calciu ca rezultat al transformării oligoclazului în albit.

În pegmatitele cu structură zonală din Canada (Ontario) se întîlneşte şi piroclor-microlit (ellswortit). De obicei, concentraţii de acest gen se găsesc în dike-uri bogate în minerale cu conţinut de calciu. Se ştie că în prezenţa excesivă a calciului se formează mai degrabă piroclor, în loc de euxenit. Acesta din urmă este un niobat radioactiv întîlnit frecvent în dike-urile lipsite de calciu.

Din punct de vedere geochimic, pegmatitele cu microlit au conţinut ridicat de Li, conţinut relativ ridicat de Ca şi Nb-Ta, conţinut scăzut sau lipsă totală de Th, conţinut moderat de U, absenţa pămînturilor rare (cerice, yttrice) sau prezenţa lor sub formă de urme şi absenţa zirconului.

*Pegmatite cu allanit.* Allanitul constituie principalul, sau chiar singurul mineral radioactiv în aceste pegmatite. Allanitul se găseşte obişnuit în zonele exterioare (marginale) ale corpului pegmatitic iar uneori chiar în rocile adiacente, transformate.

Pegmatitele cu conţinut de allanit au următoarele caracteristici geochimice : conţinut ridicat de Ca ; conţinut scăzut pînă la foarte scăzut de Th ; conţinuturi foarte mici sau urme de uraniu ; conţinuturi ridicate de pămînturi rare cerice, şi foarte scăzute de pămînturi yttrice ; lipsesc Nb, Ta şi Zr.

În S.U.A., pegmatitele cu allanit asociat cu oxizi complecşi radioactivi sînt foarte larg răspîndite. Allanitul este în acest caz, metamictic, iar însoţitorii lui sînt fergusonitul şi zirconul.

**Pegmatite complexe.** Dintre pegmatitele complexe cu minerale radioactive se remarcă pegmatitele sienitice, sau nefelin-sienitice cu monazit, cu cerit, zircon, sau sfen. Acestor tipuri li se alătură şi pegmatitele migmatice.

*Pegmatite monazitice.* Monazitul se întîlneşte frecvent în pegmatite, fiind asociat cu alte minerale radioactive. Astfel, se cunosc peg-

matite cu monazit și xenothim, sau pegmatite cu monazit, xenothim, zircon, allanit și sfen. În S.U.A. (California), pegmatitele conțin minerale radioactive reprezentate prin monazit și thorit. Uneori, monazitul este singurul mineral radioactiv mai important dintr-o anumită categorie de pegmatite.

*Pegmatite cu ceril.* Goddard, Glass (1940), Hanson, Pearce (1941) și Hanley et al. (1950), cercetînd corpurile pegmatitice mici în asociație cu granitul precambrian din apropierea localității Jamestown (statul Colorado), au constatat că ceritul cu structură microgranulară se localizează dezordonat, numai în părțile exterioare ale pegmatitelor.

Radioactivitatea acestor corpuri este legată de prezența cristalelor de allanit, care bordează ceritul, precum și de uraninit și monazit care sînt depuse pe micile fisuri din preajma ceritului.

Ellsworth (1932) menționează prezența ceritului și în Canada (Quebec), în pegmatitele Villeneuve, unde alături de celelalte minerale radioactive se întîlnesc uraninit, monazit și zircon.

*Pegmatite cu zircon.* Mineralul zircon se întîlnește frecvent în pegmatite sienitice dar a fost identificat și în pegmatitele gabbroice. Zirconul din acest ultim tip de pegmatit se prezintă sub forma unor cristale aciculare cu dimensiuni de $18 \times 0{,}3$ cm.

În pegmatitele care intersectează rocile granitoide, zirconul este reprezentat prin cristale piramidale lungi de cca 30 mm, dispuse alternant cu zircon metamictic. Acesta din urmă conține mai mult uraniu, ceea ce îi conferă o radioactivitate superioară.

În alte locuri (Carolina de Nord) pegmatitele cu zircon conțin și allanit sau sfen metamictizat, ca minerale însoțitoare, iar în zone pegmatitice cu cuarț masiv alături de zircon s-a semnalat o cantitate importantă de microlit.

*Pegmatite cu sfen.* Ca și pegmatitele cu zircon, acestea au o radioactivitate scăzută. Sfenul este un mineral slab radioactiv cu largă răspîndire în domeniul pegmatitelor. Există și minerale de sfen cu radioactivitate puternică (yttrotitanit), însă acestea, de obicei, sînt asociate cu oxizi complecși de uraniu și thoriu.

În pegmatite, sfenul se concentrează mai cu seamă în salbanda dike-urilor.

*Pegmatite sienitice.* Aceste pegmatite, cu largă dezvoltare în Norvegia, nu conțin cantități însemnate de minerale radioactive. În Norvegia, totuși pegmatitele sienitice conțin piroclor, polymignit, zircon, thorit și xenothim.

În partea de sud a provinciei Ontario (Canada), sienitele nefelinice cu treceri spre pegmatite granitice nezonale conțin uraninit, uranothorit, puțin sfen, allanit și zircon. În unele locuri se găsesc chiar zăcăminte industriale de uraniu.

Pegmatitele sienitice asociate cu pegmatitele nefelin-sienitice și granitice din statul Wisconsin — S.U.A. au o radioactivitate foarte mare, legată de prezența thorogummitului, cirtolitului thorifer, allanitului și piroclorului. Pegmatitele granitoide cu conținut de zircon sînt cele mai radioactive (Vickers, 1956).

Principalul mineral radioactiv este uraninitul cu conținut ridicat de $ThO_2$ (11—13%) și pămînturi rare. Piroclorul, allanitul și zirconul apar mult mai rar. Într-unul din zăcămintele pegmatitice din S.U.A. a fost stabilită următoarea succesiune a zonelor interne: (Lang 1952):

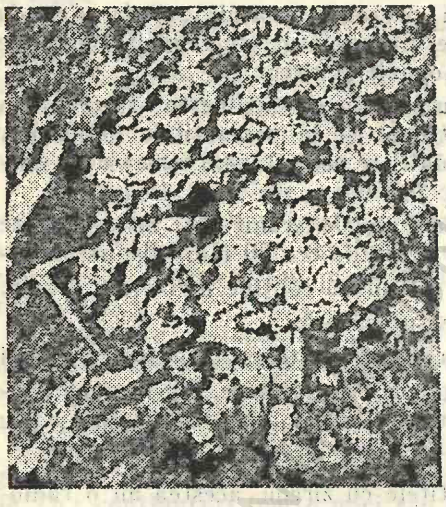


Fig. II.5. Zona adiacentă salbandei cu cristale roșii de oligoclaz-antipertit din acoperișul nucleului de calcit-fluorină-apatit (zăcămîntul Richardson-Ontario).

a) zona marginală, microgranulară, constituită din oligoclaz — microclin, magnetit, uraninit, biotit, hornblendă, zircon, sfen, turmalină, apatit, fluorină și calcit secundar;

b) zona limitrofă salbandei, constituită din cristale roșii de oligoclaz-antipertit (2,5—10 cm), care atunci cînd pătrund în nucleul central de calciu-fluorină-apatit devin euhedrale (fig. II.5). În această zonă se găsesc diseminate minerale de uraninit, magnetit, zircon, turmalină și fluorină;

c) zona intermediară cu hornblendă, suprapusă zonei limitrofe salbandei sau nucleului central;

d) nucleul central este alcătuit din calcit, fluorină și apatit. Mineralele accesorii cele mai des întîlnite sînt uraninitul și magnetitul. În unele zăcăminte, zonele exterioare cu feldspat lipsesc, iar ganga filoanelor este constituită exclusiv din calcit-fluorină-apatit.

Cu toate că în aceste zăcăminte se găsește uraninit din abundență, totuși ele nu pot constitui obiectul unei exploatări singulare de

uraniu. Deşi conţinutul de $U_3O_8$ din zăcămîntul Richardson (Ontario) variază de la 0,006—0,12%, totuşi uraninitul se obţine de aici ca produs secundar pe lîngă valorificarea fluorinei (Lang, 1952).

*Pegmatite nefelin-sienitice.* Radioactivitatea din pegmatitele nefelin-sienitice este, de obicei foarte redusă. Aceasta este generată de diverşi silicaţi cu conţinut de thoriu, fosfaţi şi oxizi complecşi, radioactivi. Printre acestea se întîlnesc, de cele mai multe ori, minerale de zirconiu şi pămînturi rare din grupa ceriului.

Parageneza mineralogică din pegmatitele nefelin-sienitice este alcătuită în mod frecvent din allanit, zircon, perowskit, thorit, piroclor, sfen, xenothim şi apatit.

Pegmatitele din Ural conţin minerale de piroclor, aeschynit, cervetit şi zircon. În Canada, pegmatitele nefelin-sienitice din provincia Ontario sînt cunoscute ca avînd o mineralogie simplă. Unele din acestea conţin cirtolit.

*Pegmatite migmatice.* Deosebirea dintre acumulările de substanţe minerale de origine pegmatitică şi cele de tip migmatic din unele regiuni este oarecum dificilă. Aceleaşi relaţii de reciprocitate petrologică se constată şi între concentraţiile pegmatitice şi cele pirometasomatice.

În geneza zăcămintelor migmatice se pare că metamorfismul are un rol important. Sub acţiunea acestuia rocile preexistente sînt injectate şi feldspatizate, fiind în final transformate în filoane pegmatitice sau corpuri stratiforme în care se pot întîlni minerale radioactive. Uneori se constată treceri gradate de la pegmatite granitice spre pegmatite biotit-molibdenitice cu uraninit în care raportul U : Th = 10 : 1. În aceste corpuri, aproape lenticulare, apare sporadic thorit, cirtolit, thucolit, sfen, monazit, turmalină şi sulfuri metalice (Robinson, 1955).

Zăcăminte de tip migmatitic, constituite din alternanţe de zone cu pegmatite, şist biotitic şi gnais biotitic, se cunosc în Canada, provincia Manitoba (Lang, 1952). Mineralele radioactive din pegmatitele de aici sînt uraninitul, thoritul şi cirtolitul. Una dintre fîşii are o lăţime de 180 m şi se întinde pe cca 16 km de-a lungul contactului unui granit gnaisificat.

Asemenea zăcăminte se mai cunosc în regiunea Lacului Black şi în zona Beaverlodge din provincia Saskatchewan, unde sînt localizate în gnaisele Teizin. Radioactivitatea din aceste zăcăminte se datorează prezenţei mineralelor monazit, uraninit, thorit, cirtolit şi sfen.

În corpurile pegmatitice cu caracter stratiform se găsesc, de asemenea, microclin şi molibdenit. Unele dintre migmatite sînt constituite în special, din biotit şi monazit euhedral.

În România, formaţiuni radioactive de tip migmatic se cunosc în mai multe zone. Cel mai interesant pare să fie complexul gnaiselor

cuarțo-feldspatice din Domeniul getic al Carpaților Meridionali, cunoscut și sub denumirea de „Complexul gnaiselor cu microclin". Deși microclinul nu este un mineral radioactiv, el este totuși un indicator de creștere a intensității radiației gama, al unor procese genetice care au condus la creșterea radioactivității.

## II.2.3. ZĂCĂMINTE ȘI ACUMULĂRI DE SUBSTANȚE MINERALE RADIOACTIVE DIN CARBONATITE

După Agard (1952) o parte din carbonatite se formează în condițiile unei presiuni foarte ridicate și a unei temperaturi scăzute, avînd origine intrusiv-magmatică. Unele carbonatite, deși au numeroase asemănări mineralogice și texturale cu cele intrusiv-magmatice, pot fi considerate mai curînd skarne care au provenit din metamorfozarea xenolitelor de calcare și marmore.

Carbonatitele sînt roci grăunțoase formate din carbonați, cancrinit, silicați de calciu, alumosilicați de calciu și magneziu, cu conținut de nefelin. Fac parte din familia gabbrourilor alcaline și se deosebesc de sienitele nefelinice printr-o mare bazicitate și printr-un conținut apreciabil de oxizi feromagnezieni.

Carbonatitele conțin de preferință calcit, dolomit, mai rar ankerit, rodocrozit, siderit și foarte puțini silicați, oxizi sau alte minerale precipitate din soluții carbonatate (Pecora, 1956).

După Heinrich (1958) carbonatitele prezintă următoarele caracteristici principale:

1. Sînt legate genetic și spațial de complexe de roci intrusiv-magmatice feldspatoide, lipsite de silice dar bogate în sodiu. Uneori se găsesc carbonatite cu conținut ridicat de potasiu.

2. Carbonatitele formează, de obicei, partea inferioară a unor aparate vulcanice însă se întîlnesc și sub forma unor depuneri conice, dike-uri și zone de brecii.

3. Cele mai multe corpuri de carbonatite și roci bazice sînt asociate cu aureole de contact metasomatic.

4. În general, carbonatitele au structură fluidală, marcată de dispunerea paralelă a lamelelor de biotit, amfibol, apatit, rutil, ortoclaz etc. Pe alocuri această structură este afectată tectonic, iar unele carbonatite sînt puternic breccifiate, fiind constituite din feldspați și produse ale exploziilor vulcanice.

**Mineralogia carbonatitelor.** Carbonatitele se caracterizează prin concentrații relativ mari de P, Cl, Ti, Zr, Nb, pămînturi rare din grupa ce-

riului, S, Ba, Sr, acumulări apreciabile de Th și într-o măsură mai mică de U.

Carbonatitele constituie surse pentru thoriu și pămînturi rare. Uraniul, deși apare cu conținuturi mai mici, poate fi valorificat împreună cu alte metale. Valorificarea complexă a carbonatitelor pare să fie cea mai rentabilă, mai cu seamă atunci cînd volumul de rezerve este mare iar condițiile tehnico-miniere de exploatare sînt favorabile. În aceste condiții se valorifică mai toate carbonatitele din Europa (Suedia, Norvegia, R. F. Germania, U.R.S.S.), Africa (Uganda, Kenya, Tanganica, Nyassaland, Zimbabwe, Transvaal), America de Sud (Brazilia), America de Nord (Arkansas, Colorado, Montana, California) și Canada (Quebec, Ontario, Columbia Britanică).

În Europa, carbonatite radioactive se cunosc în Peninsula Scandinavă (Suedia, Norvegia), R.F.G. și U.R.S.S. etc. În Suedia, carbonatitele sînt legate de intruziuni alcaline, care în localitatea Sundsval intersectează, sub formă de dike-uri, un complex metamorfic de vîrstă precambriană.

În Norvegia de nord, se cunosc carbonatite cu calcit (albit-rinkit-canadit) care conțin cantități importante de zircon radioactiv, iar carbonatitele oligoclazice (plumazitice) conțin fergusonit.

În Kenya radioactivitatea carbonatitelor este generată de prezența unor mari cantități de monazit aluvionar (0,4% $ThO_2$) și piroclor. Rezervele sînt apreciate la 42 mil. tone de material aluvionar, cu conținut de 0,7—3,7% piroclor.

În Tanganica se cunoaște un stock cu înveliș carbonatitic exterior, întrerupt de gnaise granitizate de vîrstă precambriană. Brecia vulcanică a stockului este constituită din fragmente de gnaise cimentate cu carbonat. Atît corpurile de carbonatit, cît și dike-urile cu calcit și dolomit conțin piroclor, asociat cu apatit, zircon, fluorină, magnetit, pirită, pirotină, amfibol, flogopit și în cantități mai mici columbit, sfen, cassiterit, hematit, ilmenit, galenă, baritină, olivină, clorit și vermiculit. Piroclorul conține 0,17—2,45% $ThO_2$.

În Nyasaland se cunosc mai multe stockuri constituite din calcit, siderit, ankerit și rodocrozit (Smith, 1953). Alături de acești componenți se mai semnalează prezența apatitului, ortozei, cuarțului, piritei, rutilului, zirconului, fluorinei, baritinei, biotitului și piroclorului cu conținut de ($U_3O_8$=0,13%). În probele recoltate se semnalează și prezența thoriului (1% $ThO_2$). Carbonatitele din Nyasaland au frecvent minerale de piroclor (cca. 1,2 kg/1 $m^3$). La unul din stock-urile din această regiune, în paragineza mineralogică se menționează monazit de culoare verde, bogat în ceriu, synchysit, blendă, piroclor, baritină, stronțianit, apatit și minerale de mangan.

Carbonatite cu piroclor de importanță industrială se cunosc în Zimbabwe.

Radioelemente și pămînturi rare se cunosc și în Transvaal, în două masive carbonatitice. Unul din acestea conține zircon, baddeleyit și uranothorianit (60% $ThO_2$), magnetit, apatit, ortoză, diopsid, flogopit, olivină, calcozină, bornit și calcopirită. Celălalt corp este pus în loc într-un granitoid.

În Statele Unite ale Americii se cunosc multe mineralizații legate de prezența carbonatitelor, cele mai importante fiind în Colorado, Montana, California și Arkansas. În Arkansas, depozitele aluvionare de deasupra sienitelor nefelinice conțin frecvent piroclor cu cca 0,24% Nb (Kaiser, 1956). În Colorado, zăcămintele de thoriu din carbonatite au importanță deosebită, acestea fiind strîns asociate numeroaselor stockuri de roci alcaline din regiunea Iron-Hill (Larsen, 1942). Radioactivitatea din aceste zăcăminte este generată aproape în exclusivitate de thoriu (0,3—4,0% $ThO_2$). Principalele minerale radioactive sînt thoritul și thorogummitul și în mai mică măsură monazitul. Conținutul de uraniu este mult mai scăzut, sau chiar lipsește. În California, regiunea San-Bernardino, apar carbonatite sub formă de filoane și mase tabulare, legate genetic de granite bogate în potasiu, care străbat un complex metamorfozat de vîrstă precambriană. Aceste corpuri se caracterizează prin conținuturi importante de pămînturi rare, uneori fiind și radioactive. Radioactivitatea este generată numai de thoriu și produșii săi de dezintegrare. Conținutul de uraniu, de pe filoane, variază între 0,004 și 0,55% U. Unele filoane au maximum 2% $ThO_2$ și cel mult 0,02% U.

În Canada, se cunosc zăcăminte de niobiu și thoriu în carbonatite în Quebec, Ontario și Columbia Britanică. Unul din aceste zăcăminte este situat la vest de Montreal, într-un complex de roci intrusiv-alcaline și skarne calco-alcaline. Principala sursă de minereu o constituie brecciile, care sînt străbătute de pegmatite, lamprofire și filoane calcit-fluorinice. Minereurile din această zonă au conținuturi medii de 0,53% $Nb_2O_5$ și 0,039% $U_3O_8$. În Columbia Britanică, calcarele fosilifere de vîrstă cambriană și xenolitele calcaroase au fost puternic metamorfozate metasomatic, îmbogățindu-se în Na, K, Nb și Zr. În aceste condiții s-au format cîteva zone întinse de skarne alcaline cu piroclor și alte minerale radioactive.

Din statele Americii de Sud, numai în Brazilia se cunosc cel puțin 14 complexe de roci alcaline în care principalul mineral radioactiv este piroclorul. Multe asemenea zăcăminte există în statul Sao-Paolo, unde complexul alcalin intersectează granodioritul și șisturile de vîrstă algonkiană.

## II.2.4. ZĂCĂMINTE PIROMETASOMATICE

Cercetările geologice au demonstrat că se pot întîlni radioelemente și în zăcămintele pirometasomatice. Deși pînă acum se cunosc puține concentrații de acest tip, ele pot constitui uneori totuși acumulări de interes economic.

Nu există încă, criterii sigure pentru diferențierea concentrațiilor de substanțe minerale radioactive de tip pirometasomatic de cele hipotermale.

Printre numeroasele mineralizații pirometasomatice se menționează și unele cu concentrații de radioelemente. Cele mai importante dintre acestea sînt următoarele:

— zăcăminte de thorianit și uraninit;
— zăcăminte de allanit;
— zăcăminte de monazit;
— zăcăminte de magnetit;
— zăcăminte de molibdenit;
— zăcăminte de uraninit-cupru;
— zăcăminte oxidate.

Un tip de zăcăminte pirometasomatice diferit de cele menționate este cel din skarnele alcaline formate în jurul sau în apropierea rocilor alcaline, care conțin monazit și betafit. Acest tip de skarne se aseamănă din punct de vedere mineralogic și geologic cu carbonatitele.

**Zăcăminte de thorianit-uraninit.** Asemenea concentrații apar în calcare și metapiroxenite, localizate în apropiere de contactul acestor roci cu unele corpuri granitice, sienitice și pegmatitice. În calcare se întîlnesc minerale tipice skarnelor.

Mineralele radioactive cele mai reprezentative sînt uraninitul și thorianitul. S-au mai determinat thorit și pămînturi rare (monazit, allanit, löllingit, melanocerit).

Ca mai toate zăcămintele pirometasomatice, cele radioactive au forme neregulate și dimensiuni variate.

În amfibolitele bogate în calcit, mineralizația are formă tabulară, grosime redusă și este concordantă cu faliile sau cu structurile tectonice.

Mineralizații de acest tip au fost întîlnite și în Statele Unite ale Americii (Pennsylvania, Nevada).

În statul Pennsylvania, uraninit și thorianit se găsesc în serpentinite, la contactul pegmatitelor cu calcare.

În Nevada se găsește uraninit într-un strat cu diopsid, epidot, clorit, cuarț și hornblendă, afectat de multe vinișoare de cuarț fumuriu cu 0,012—0,060% U. Acest strat este cuprins într-un granit cenușiu deschis, cu mult gummit de-a lungul fisurilor extrem de fine.

Zăcăminte similare, însă de uranothorianit, se cunosc în Madagascar (fig. II.6), sub formă de lentile de piroxen prinse în şisturi cristaline precambriene. Uranothoritul este diseminat în piroxenite, cît şi în calcare cu scapolit, flogopit sau anortit, prinse în piroxenit.

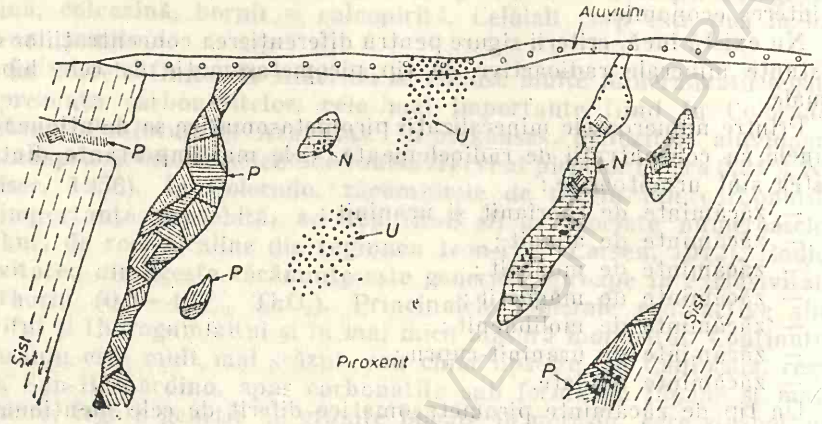



Fig. II.6. Zăcăminte de uranothorianit în piroxenite şi xenolite cu marmoră impură (Madagascar).

*P* — flogopit ; *N* — xenolite de marmoră cu calcit, scapolit, anortit şi uranothorianit ; *U* — incluziuni de uranothorianit în piroxenit (Raubault, 1956).

**Zăcăminte de allanit.** Allanitul este un mineral radioactiv cu largă răspîndire în zăcămintele pirometasomatice. Atunci cînd se găseşte în cantităţi mari, roca în care este inclus capătă o radioactivitate deosebită. De obicei allanitul se asociază cu alte minerale radioactive sau neradioactive ale pămînturilor rare din grupa ceriului. În zăcămintele pirometasomatice cu allanit se întîlneşte uneori şi uraninit.

Cele mai cunoscute zăcăminte cu allanit se găsesc în Alaska Centrală, Europa (U.R.S.S., Suedia), Australia (Mary Kathleen) şi Canada (Quebec).

În Alaska se exploatează allanit din mina Whalen, care este amplasată în apropierea contactului dintre un corp de monzzonite şi calcare de vîrstă cretacică. Aceste calcare metamorfozate au conţinuturi de 0,002—0,004% U ; cea mai mare parte a radioactivităţii este generată de thoriu. Ca minerale radioactive se menţionează allanitul, parisitul, zirconul, sfenul şi hematitul, la care se adaugă şi alţi componenţi mineralogici ca scheelitul, kyanitul, cuarţul şi calcitul.

În Suedia se cunosc două zăcăminte cu allanit în skarne (Bastnäs, Ötamöss). Ambele conţin cerit.

În Bastanäs, minerale rare din grupa ceriului sînt cuprinse în calcare skarneificate, asociate cu alte minereuri rubanate de cuarț specularit-hematit. Aceste skarne sînt foarte bogate în actinot, (fig. II.7), avînd ca minerale secundare cuarț, magnetit, calcopirită,

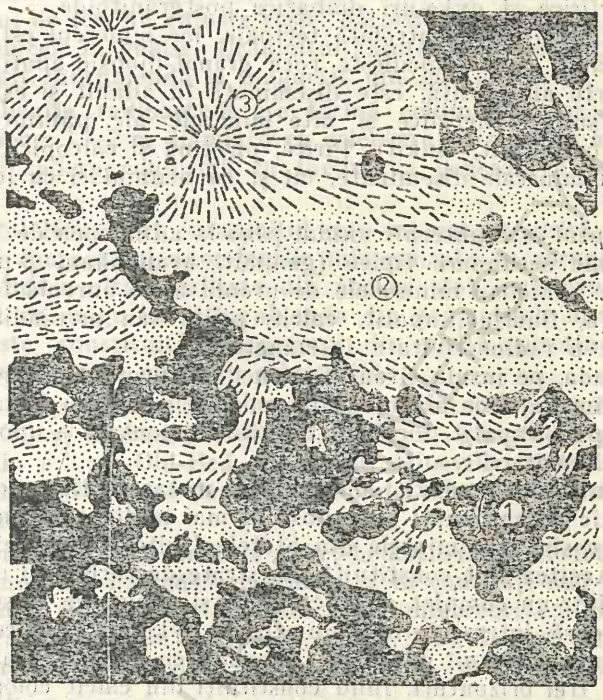



Fig. II.7. Skarn cu allanit (1), cerit (2) și actinot (3), Suedia (Geijer, 1921).

bismutină, molibdenit, linneit și minerale din grupa pămînturilor rare (cerit, allanit, tőrnebohmit, fluocerit, lanthanit și bastnäsit). Allanitul este slab radioactiv.

La mina Östanmoss, agregatele de magnetit), și mineralele din skarne înlocuiesc marmorele dolomitizate. Pămînturile rare sînt reprezentate prin cerit, allanit și allanit magnezian.

În U.R.S.S., regiunea Kyshtymsk din Ural, se găsește allanit, asociat cu alte cîteva minerale radioactive, în zona din apropierea contactului de sienite alcaline din această localitate (Zilberminz, 1929).

În Australia, zăcămîntul Mary Kathleen este recunoscut ca un zăcămînt unic de uraniu, localizat între două fracturi pe direcție est-vest, cu cădere mare, pe versantul de vest al unui sinclinal răsturnat spre vest. Zăcămîntul este reprezentat printr-o zonă radioactivă granitizată, intrusă în stratele de Corella, străbătute de apofize cuarț-feldspatice porfirice și dyke-uri diabazice postgranitoide.

Mineralizația este controlată tectonic, iar minereul este reprezentat prin allanit, care înlocuiește roca granat-diopsid-apatitică. Pechblenda, foarte abundentă, este diseminată în allanit și este însoțită uneori de sulfuri metalice și alte minerale ale pămînturilor rare (stillwellit, caryocerit, rinkit). Pirită, pirotină și calcopirită se întîlnesc atît ca minerale diseminate, cît și ca acumulări cu forme neregulate.

Zăcămîntul este puternic oxidat pînă la adîncimea de 36 m, unde apar minerale secundare tipice (gummit, uranophan, β-uranophan). Sub această adîncime mineralele de uraniu au o aureolă formată din silice amorfă, fluorină, apatit, calcit, pirită sau arrojadit. Allanitul nu prezintă o radioactivitate însemnată.

În Canada, pe insula Grand-Columet din provincia Quebec, apare allanit sub forma unor plăcuțe subparalele, asociat cu hematit, cuarț biotit, flogopit și apatit, localizat la zona de contact a unor gnaise cu depozite sedimentare.

**Zăcăminte de monazit.** Zăcăminte metasomatice de monazit, legate genetic de carbonați se cunosc în mai multe țări, însă cel mai bine studiate sînt zăcămintele din Statele Unite ale Americii (Idaho, Montana). Acestea sînt constituite din strate de carbonați cu monazit, intercalate într-un complet de micașisturi și gnaise de vîrstă Precambrian-superioară, intersectate de numeroase dyke-uri riolitice și pegmatitice cu monazit, allanit și thorit. Carbonați cu monazit sînt semnalați în cel puțin trei orizonturi, fiind constituiți din calcit colorat în roșu, din cauza oxizilor de fer, precum și din actinot, baritină, siderit, pirită, magnetit, ilmenorutil, granat, zoizit, apatită și monazit. Orizonturile de carbonați cu monazit sînt puternic afectate de falii, din cauza cărora apar numeroase discontinuități pe direcție.

Monazitul se găsește concentrat în lentile cu grosimi de 0,45—1,80 m, lungimi maxime de 90 m și conținuturi scăzute de thoriu.

**Mineralizații radioactive de magnetit.** Concentrații de substanțe minerale radioactive legate de oxizi de fer sînt foarte răspîndite. Unele dintre acestea sînt foarte importante, constituind acumulări de importanță economică, iar altele (cele mai multe) sînt puncte puternic radioactive, fără să formeze concentrații de interes industrial.

Radioactivitatea acestor mineralizații este generată de uraninit sau uranothorit.

Zăcăminte radioactive de magnetit se cunosc în America, Europa și Australia.

În Statele Unite ale Americii, uraniul, sub formă de uraninit și mai rar ca uranothorit, asociate cu magnetit se găsește în Carolina de Nord. Zonele cu intensă radioactivitate sînt concentrate la baza zăcămîntului de fer, au culoare roșie, datorită hematitului și sînt localizate, de obicei, în gnaise. Uraninitul însoțește, de regulă, concentrațiile de clorit, hornblendă și magnetit din gnaisul strîns cutat.

Mineralizația radioactivă are formă columnară, iar în secțiune transversală are 1—2 m diametru cu orientare paralelă cu axele cutelor de gnais și cădere conformă cu înclinarea generală a formațiunilor din zonă.

În statul New-York, uraninitul este asociat cu pirită și magnetit de-a lungul contactului unor lentile mineralizate cu corpul de granite învecinat. Într-o altă localitate din același stat american, uraninitul este asociat cu magnetit și hornblenda din pegmatitele alcaline. Mineralizația este constituită în general din pirită, pirotină, magnetit și o cantitate foarte mică de calcopirită.

Apatit cu pămînturi rare în care s-a constatat prezența thoriului (0,15% $ThO_2$) și a uraniului (0,32% $U_3O_8$) se găsește în minereul cu magnetit din minele Old-Bed și Shmidt, Mineville, statul New-York. O parte din apatit a fost depus din soluții odată cu monazitul, bastnesitul și hematitul.

Corpuri neregulate de roci cuarț-hematit-magnetit-feldspatice cu doverit, xenothim, bastnäsit, leucoxen și în cantități mai mici zircon, sfen, cewkinit și monazit, asociate unor minereuri cu magnetit de vîrstă precambriană, se găsesc în statul New-Jersey (Cristalele de doverit conțin 1,62% $ThO_2$, iar pămînturile rare au 0,009% U și 0,062% Th).

În Europa sînt cunoscute complexul thucolitelor din Suedia (Davidson, Bowie, 1951) și zăcămintele de magnetit cu uraniu din Polonia. În Suedia, există un complex radioactiv de hidrocarburi cu uraninit, localizat în skarne cu minerale de fer, la Norberg și Dannemora. Zăcăminte asemănătoare se găsesc la Schmiedeberg în Germania — Erzgebirge; acestea sînt citate ca exemplu de zăcăminte pirometasomatice cu uraninit (Palache et al. 1944), deși mineralizația uraniferă se găsește la intersecția unor filoane mai tinere cu minereuri de fier de la contactul unui corp granitic cu depozitele sedimentare (Bain, 1950).

O radioactivitate apreciabilă se cunoaște în rocile cu conținut de fer metamorfozate (cuarțite cu magnetit, precambriene) din regiunea Paroo-Creek, Queensland, Australia.

**Mineralizații radioactive asociate cu molibdenit.** Zăcăminte de tipul acesta se cunosc în Maroc (Azegur, Bou-Azzer Tischka) și Filipine.

În Munții Atlas, la Azegour, se întîlnește uraninit asociat cu hematit într-un tectit cu granat, în care se semnalează frecvent molibdenitul. Uraninitul este prezent mai întotdeauna între cristalele de granat și uneori în interiorul cristalelor de molibdenit. El este înlocuit prin pirită și blendă în cantități mai reduse (Ramdohr, 1955).

În zăcămîntul Bou-Azzer se găsește brannerit în cuarțul cenușiu cu molibdenit și alte sulfuri, calcit și unele minerale argiloase (Pabst, 1954). În această asociație mineralogică au fost identificate și minerale de cobalt.

În Filipine se cunoaște mineralizație de uraniu constituită din uraninit, minerale de cupru, molibden și aur în perimetrul zăcămintelor Larap. Conținutul maxim de $U_3O_8$ este de 1,5% iar minereul acestui zăcămînt este constituit din magnetit, molibdenit, calcopirită, pirită, apatit și mică.

**Zăcăminte de uraninit-cupru.** Tipuri reprezentative de asemenea mineralizații se cunosc în S.U.A. (Arizona) și Australia de Sud (regiunea Mount-Wallery).

În Arizona se găsește uraninit în zăcămintele cupro-porfirice din Bisbee. Zona este constituită din roci precambriene, roci sedimentare paleozoice și porfire riolitice, iar uraninitul este localizat pe fisurile și crăpăturile care delimitează spre nord blocul Copper-Queen. Hematitul și cristale de cuarț însoțesc cristalele de uraninit de dimensiuni microscopice, care reprezintă, de fapt, mineralizația cea mai tînără din cadrul zăcămîntului (104 ± 6 mil. ani). Lindgren (1933) a inclus această mineralizație în grupa zăcămintelor pirometasomatice.

În Australia de Sud, regiunea cupriferă Mount Wallery, există un complex radioactiv cu hidrocarburi. În acest complex s-au determinat conținuturi de uraniu care variază între 0,9 și 5% $U_3O_8$. Bitumenul este izotrop și conține pechblendă asociată cu covelină și calcopirită. Sînt prezente, de asemenea, și cristale de arsenopirită, pirită și mai ales bornit, sub formă de impregnație. O parte din bornit înlocuiește, probabil, substanța bituminoasă.

**Zăcăminte de contact oxidate.** În regiunea Mount-Spokane din statul Washington se cunosc mai multe asemenea zăcăminte, localizate într-o zonă puternic tectonizată de la contactul cu un masiv granodioritic. Geneza acestor mineralizații este încă discutabilă, ele fiind mai degrabă metasomatice, decît pirometasomatice.

În Nevada există o mineralizație de uraniu controlată tectonic, situată în zona de contact a unui corp de monzonite cuarțifere (de vîrstă jurasică) cu roci metasedimentare de vîrstă cambro-siluriană

(Thurlow, 1956). În acoperișul zăcămîntului, foarte aproape de contactul cu corpul magmatic, se găsește o mineralizație dispersă localizată pe structuri de direcții nord-sud, în care uraniul apare sub formă de autunit și metatorbernit. Filoanele din interiorul corpului intrusiv au la suprafață aspectul unor aflorimente în formă de ciupercă.

Conținuturile cele mai mari de uraniu se găsesc pe faliile și fracturile din rocile slab metamorfozate din apropierea contactului cu corpul intrusiv.

În Statul Montana, minereuri cu conținut de uraniu (0,06% $U_3O_8$) se găsesc în skarne și șisturi grafitoase de la contactul cu unele dyke-uri de porfire.

În Alaska, se găsește meta-zeunerit, asociat cu hematit, pirotină, arsenopirită, scheelit, casiterit, bismutină, tetraedrit, calcopirită, fluorină, calcit și siderit, în zonele periferice, metamorfozate, ale unui corp de granite. Meta-zeuneritul este diseminat în hematitul din granitul pegmatitic.

*Importanța economică.* Zăcămintele pirometasomatice cu minerale radioactive sînt în primul rînd importante surse de fer, uneori de wolfram, staniu, molibden și mai rar de cupru, plumb, zinc, aur și bor. Dintre minerale nemetalifere se remarcă prezența wollastonitului și a grafitului.

Zăcămintele pirometasomatice cu radioelemente sînt puține și nu ocupă un loc important în balanța materiilor prime radioactive. Se pare că formarea unor asemenea mineralizații este legată de factori genetici speciali, cum ar fi prezența unui corp magmatic intrusiv și a unor minerale din rocile preexistente capabile să faciliteze procese de diadochism (carbonați, allanit, monazit, magnetit, molibdenit, thucolit), minerale de cupru (bornit, covelină).

Zonele cu intense fenomene de metasomatism constituie, totuși, perimetre de perspectivă pentru că alături de mineralizațiile specifice acestui tip de zăcăminte pot să existe și concentrații de elemente radioactive și rare, care, exploatate în comun, ar putea fi valorificate în mod rentabil.

## II.2.5. ZĂCĂMINTE HIDROTERMALE

V. N. Cotle (1961) deosebește zăcăminte hidrotermale de temperaturi ridicate, zăcăminte de temperaturi mijlocii și zăcăminte de temperaturi joase. Albert Maucher (1964) în lucrarea sa intitulată „Zăcăminte de uraniu", deosebește următoarele tipuri de zăcăminte filo-

niene : 1) tipul munților Metalici (formațiunea Ag—Co—Ni—Bi—U); 2) tipul Haute-Vienne — Franța ; 3) tipul Marysvale Utah (formațiunea fluorit-cuarț-adular) ; 4) tipul Shinkolobwe — Zair (formațiunea uraninit-cobalt-sulfură de nichel).

Odată cu clasificarea genetică a minereurilor de uraniu s-a încercat și clasificarea minereurilor industriale de uraniu. Prima clasificare de acest gen a fost întocmită în anul 1954 și ținea cont de caracterul mineralizației de uraniu, conținutul elementelor nocive și influența lor asupra proceselor tehnologice. Au fost deosebite astfel 27 de tipuri de minereu uranifer. Într-o altă lucrare se deosebesc nouă tipuri mineralogice și se urmărește comportarea fiecăruia în procesele de îmbogățire și prelucrare hidrometalurgică, iar o altă lucrare împarte minereurile industriale după caracterul mineralizației, asociația mineralogică, mărimea granulelor etc. V. Pribîtkov (1960) propune o clasificare alcătuită pe o bază mai largă, care să țină cont de problemele practice ale studiului compoziției, ale aprecierii preparării tehnologice și tipizării minereurilor de uraniu.

Pentru cercetarea eficientă a zăcămintelor hidrotermale de uraniu, clasificarea minereurilor industriale are mai puțină importanță, deoarece numai după ce minereurile au fost descoperite se pune problema valorificării lor. Pe primul plan, în cercetarea geologică rămîne tot clasificarea pe criterii genetice. În afară de cele enumerate, clasificarea genetică propusă de E. Wm. Heinrich (1958) este destul de completă, repartizînd zăcămintele, în funcție de presiune și temperatură, la trei categorii — hipotermale, mezotermale și epitermale :

*Zăcăminte hipotermale*

— zăcăminte de uraninit-uranothorianit ;
— zăcăminte de molibdenit-uraninit ;
— zăcăminte de casiterit cu uraniu ;
— zăcăminte de cupru și uraniu ;
— zăcăminte de cuarț-uraniu ;
— zăcăminte de davidit ;
— zăcăminte de brannerit.

*Zăcăminte mezotermale*

— zăcăminte de U—Ni—Co—Bi—Ag ;
— zăcăminte de pechblendă și pirită (± sulfuri de Pb, Cu, Ag) ;
— zăcăminte de thoriu.

*Zăcăminte epitermale*

— zăcăminte de cuarț cu pechblendă și sulfuri, polimetalice ;
— zăcăminte radioactive cu fluorină ;
zăcăminte de fluorină și sulfuri polimetalice ;

zăcăminte de fluorină-cuarț-sulfuri polimetalice;
zăcăminte de fluorină;

— zăcăminte de staniu cu conținut de uraniu;

— zăcăminte filoniene cu thorit.

## Zăcăminte hipotermale

Uraniul și thoriul din zăcămintele hipotermale sînt legate de mineralele davidit, brannerit, uraninit și thorit. Mineralele însoțitoare sînt ilmenit, hematit, magnetit, molibdenit și pirită. În unele zăcăminte au fost identificate și alte minerale ca hubnerit, arsenopirită, cobaltină și casiterit. Ganga mineralizației este formată din silicați de temperaturi înalte.

Zăcămintele hipotermale de uraniu și thoriu sînt cantonate în roci magmatice intrusive și sînt răspîndite mai ales în regiuni vechi și puternic erodate. Existența acestor mineralizații în interiorul sau în apropierea imediată a acestor roci arată o temperatură ridicată a soluțiilor mineralizante. Se pare că aceste soluții au fost mai degrabă lichide decît gazoase și că fazele pneumatolitice au jucat rol subordonat în formarea acestor zăcăminte. Ele se găsesc mai des în complexele cristalofiliene, precambriene, localizate în jurul corpurilor intrusive.

**Zăcăminte de uraninit-uranothorianit.** Mineralizații de acest tip se cunosc în mai multe țări, însă cele mai reprezentative se găsesc în Iugoslavia. Aici au formă filoniană, și intersectează un complex metamorfic străbătut de intruziuni mafice, acoperite de depozite de vîrstă paleozoică. Toate aceste formațiuni sînt la rîndul lor intersectate de un corp granitoid puternic cataclazat și milonitizat, în care se observă procese metasomatice hidrotermale (cloritizare, sericitizare, caolinizare). Mineralele de uraniu și thoriu semnalate sînt uraninitul și subordonat uranothorianitul, care apar sub forma de granule cu diametrul de 2—10 mm, concentrate, de preferință, în zonele cataclazate (Ristič, 1956). Cristalele de uraninit conțin și thoriu (urano-thorianit).

**Zăcăminte de molibdenit-uraninit.** Zăcămintele hidrotermale urano-molibdenifere alcătuiesc o formațiune de sine stătătoare, care ocupă un loc bine determinat în istoria dezvoltării regiunilor cutate. Aceste zăcăminte se caracterizează prin particularități specifice ale compoziției mineralogice, printr-o poziție geologică deosebită și un anumit tip de formare. În funcție de aceste particularități N. A. Hruşciov (1961) deosebește trei grupe:

— zăcăminte din intruziuni subvulcanice acide, ca apofize localizate în părțile inferioare ale structurilor bazale;

— zăcăminte din intruziuni subvulcanice acide, situate la baza structurilor superioare ;

— zăcăminte filoniene localizate în rocile efuziv-piroclastice acide legate de structurile vulcanice ale aparatelor vechi.

Unele zăcăminte din Canada (Columbia Britanică) sînt caracteristice mineralizațiilor de temperatură înaltă (Stevenson, 1951). Acestea se caracterizează prin prezența unor cantități apreciabile de molibdenit și sulfoarsenuri de cobalt, cu conținut de aur și cristale de uraninit. Zăcămintele din această regiune sînt reprezentate prin filoane și lentile, care concordă cu fracturile din masa unui corp de granodiorite din partea estică a inelului de batolite de vîrstă jurasic-cretacică al catenei Munților Coastelor. La zăcămîntul Little-Gem, lentilele de minereu au grosimea de 0,6—1,2 m, iar mineralizația este constituită din minerale de uraninit incluse într-o gangă formată predominant din clorit și allanit și subordonat din apatit, ortoclaz, cuarț și monazit. Apar și alte minerale mai noi, ca sericit, clorit și carbonați.

Aur și molibden pot fi întîlnite în toate aceste zăcăminte. Alături de acestea, în zăcămintele Victoria și Littles-Gem se întîlnește și arsenopirită, cobaltină, löllingit și skutterudit, iar în zăcămintele Index și Molly apar pirotină, pirită și calcopirită. Uneori s-a constatat și prezența scheelitului (zăcămîntul Molly). Radioactivitatea se pare că este generată de unele minerale cu conținut de U și Th. Unele analize efectuate pe cristale de allanit cu structură zonală și izotrope au demonstrat că numai părțile periferice ale acestora au conținuturi variabile de U și Th. Uraninitul ca mineral se depune mult mai tîrziu, sub forma unor granule euhedrale extrem de mărunte, fin diseminate. Parțial uraninitul este transformat în gummit. În unele zăcăminte de molibdenit-uraninit, uraninitul se găsește ca mineral accesoriu împreună cu scheelit, molibdenit, pirotină, calcopirită, pirită și cuarț.

**Zăcăminte de casiterit cu uraniu.** Aceste zăcăminte sînt mai puțin răspîndite și se prezintă, în majoritatea cazurilor, sub formă filoniană. S-au întîlnit asemenea concentrații în Australia, Japonia și Malaya centrală. În Malaya centrală în trei exploatări miniere s-au găsit tornbernit și autunit pe unele filonașe de cuarț cu casiterit. Autunitul și torbernitul apar ca produse de transformare supergenă a mineralelor primare de uraniu.

Cantități nu prea mari de pechblendă au fost descoperite și în filoanele cu casiterit din Australia. Uraniul, asociat cu minerale de Sn, W, Pb și uneori de Be, se găsește și în fisuri și crăpături ale unor granitoide din regiunile New England și New South Wales.

În Japonia, s-a semnalat zeunerit în granite, pe unele filoane cuarțifere cu grosimi de 10—20 cm. În imediata vecinătate a filoanelor,

granitul este greisenizat. Pe filoanele cuarțifere cu zeunerit se găsește wolframit și casiterit. Alături de acestea, însă în cantitate mai redusă, apare molibdenit, arsenopirită și calcopirită.

**Zăcăminte de cupru-uraniu**

În partea centrală și de nord (regiunea Carrizol-Alto) a statului Chile se găsesc mineralizații cuprifere cu pechblendă. Unul din filoanele acestor zăcăminte, cu grosime de 1,8 m, are un minereu cu conținut mediu de 18% Cu. Minereurile oxidate ale acestui filon se extind pînă la adîncimea de 45 m. Sub acest nivel, minereul principal este constituit din calcopirită.

Într-un batolit dioritic din Anzi, pe unele filoane cu cuarț care îl intersectează, alături de mineralele turmalină, actinot, magnetit, molibdenit, arsenopirit se găsește și pechblendă sub formă de lentile dispersate, sau mici filonașe care intersectează și înlocuiesc hematitul și magnetitul.

**Zăcăminte de cuarț-uraniu.** Zăcămintele de cuarț-uraniu se cunosc și sub denumirea de „filoane gigantice de cuarț". Astfel de filoane se întîlnesc în Canada, între Marele Lac al Ursilor și Marele Lac al Sclavilor. Filoanele apar ca mari stockuri, constituite din roci silicifiate fisurate, umplute cu vine de cuarț. De obicei filoanele sînt localizate pe falii de mare amplitudine, cu direcția nord-est. Lungimea maximă a acestor filoane-stock este de cca 16 m, iar grosimea lor este de zeci de metri.

Pe alocuri filoanele conțin pechblendă și cuarț sub formă de vinișoare sau lentile, localizate de-a lungul fisurilor și fracturilor, sau la intersecția acestora. În granite, la contactul cu filoanele se întîlnește clorit. Hematit și pechblendă apar uneori chiar și în rocile de contact.

**Zăcăminte cu davidit.** Cea mai importantă concentrație cu davidit este cunoscută la Radium-Hill în Australia de Sud, descoperită în anul 1906 și exploatată intermitent pînă în anul 1915. De aici au fost extrase circa 95 tone de minereu în concentrate, din care s-au obținut 350 mg $RaBr_2$.

Mineralizația este localizată pe un sistem de falii secundare care afectează rocile cristaline și eruptive de vîrstă precambriană. Complexul de gnaise și cuarțite din regiune este puternic granitizat și străbătut de silluri de hornblendite, de mai multe generații, precum și de variate tipuri de pegmatite. Unul din aceste tipuri de pegmatite are caracter aplitic și conține foarte multe minerale sodice. Se pare că acesta exercită controlul litologic al mineralizațiilor din zonă. Controlul structural este îndeplinit de cele două direcții de falii (NE-SW, NW-SE), iar mineralizațiile de pe ele ocupă părțile de sud-est și axiale ale unui anticlinal.

Mineralizațiile din această regiune formează trei zăcăminte principale; alte trei zăcăminte au dimensiuni mai mici și un număr foarte

mare de puncte mineralizate. Cele trei zăcăminte mari se află la circa 30 m unul de celălalt și se dezvoltă pe direcție pe o lungime de cîteva mii de metri.

Zăcămîntul tipic este localizat într-o zonă tectonică, sericitizată, care face parte din complexul gnaiselor rubanate cu biotit și cuarț. În acest complex se separă un nivel cu minerale de fer și titan cu uraniu, cu sau fără ilmenit, rutil și hematit. Acolo unde procesele tectonice s-au manifestat intens, mineralizația este mai bine dezvoltată.

Minereul este un agregat macrogranular constituit din biotit, cuarț roz, ilmenit, rutil, hematit și davidit. Acesta din urmă este concentrat în punctele axiale ale structurilor filoniene, în interiorul, sau în apropierea zonelor mai îngroșate. Împreună cu daviditul se găsește, ca mineral secundar, și carnotit, care se localizează de-a lungul filoanelor și în spațiile intergranulare. Un tip de mineralizație mai deosebit se caracterizează printr-o puternică silicifiere, și o repartiție mai puțin uniformă a daviditului.

Variația conținutului de uraniu este în funcție de stilul tectonic (vertical) al zăcămîntului sau de cutele falii care intersectează diagonal căile de circulație a soluțiilor mineralizante. Aceste structuri, la rîndul lor, sînt traversate aproape perpendicular de alte falii mai noi, care reprezintă probabil cea mai nouă fază tectonică din cuprinsul zonei mineralizate. Prin urmare, la repartiția uraniului în cadrul zăcămîntului, un rol determinant l-a avut tectonica disjunctivă și procesele metamorfice, care împreună au participat la o nouă redistribuire a radioelementelor.

Din punct de vedere geocronologic s-ar părea că mineralizația de davidit de la Radium-Hill este mai tînără decît majoritatea complexului de roci eruptive din zonă (1 730 mil. ani).

În Australia se mai cunosc filoane cu davidit la Mount-Victoria și Crockers-Well, unde se constată frecvente concentrații de allanit cu davidit.

În Mozambic se cunosc mineralizații cu davidit pe o suprafață de cca 750 km$^2$. Zona puternic mineralizată se găsește pe valea Mavuzi.

Mineralizația de davidit este însoțită de trei tipuri diferite de minerale filoniene:

1) scapolit-calcit (cuarț alb masiv, scapolit, diopsid, calcit-dolomit, pirită, pirotină, calcopirită, molibdenit, rutil, sfen, magnetit, davidit, ilmenit, apatit și urme de siderit și turmalină);

2) diopsid sub formă de lentile în care este localizat daviditul; lentilele se găsesc în aureola metasomatică constituită din scapolit și hornblendă, cu cantități mici de biotit, apatit și turmalină;

3) plagioclaz.

Davidítul se găseşte în calcit, concrescut fin cu plagioclazi sodici din noritele scapolitizate. Corpurile mai mari se caracterizează prin abundenţa calcitului, în timp ce în cele mai mici predomină albitul. Ca minerale accesorii se întîlnesc cuarţ şi turmalină. Mineralizaţia cu davidit din Mozambic (mina Mavuzi) are conţinuturi maxime de 7,5—8,0% $U_3O_8$ davidítul fiind răspîndit sub formă de cuiburi, în care există şi allanit. Vîrsta mineralizaţiei, determinată prin metoda U—Pb, este de cca 565 mil. ani, ca şi cele din Katanga.

O mineralizaţie similară reprezentată prin titanat de uraniu (brannerit-davidit), asociat cu minerale de cupru, se întîlneşte şi în India — statul Radjputana, al cărei conţinut variază de la 0,4—0,46% U. Mineralizaţia este localizată în filite precambriene, în şisturi epimetamorfice, mai tinere şi granite macrogranulare (Wadia, 1956).

**Zăcăminte cu brannerit.** Zăcăminte de importanţă industrială cu brannerit se cunosc în Statele Unite ale Americii, Canada, Australia şi Franţa. Branneritul este asociat cu unele sulfuri polimetalice însă nu constituie acumulări de interes economic. O astfel de mineralizare a fost identificată şi în Carpaţii Meridionali din România, unde s-a găsit brannerit de-a lungul unei fracturi, în asociaţie cu calcit, şi sulfuri metalice. Vîrsta absolută determinată prin două metode (U/Pb,RaD) indică valori de 148 şi respectiv 176 mil. ani, adică Jurasic mediu-Cretacic inferior (I. Tiepac, Ş. Anastase, 1967—1968).

În S.U.A. se găsesc zăcăminte de brannerit în statele Colorado şi California.

În Colorado, un filon mineralizat străbate un stock de monzonite cuarţifere şi conţine cuarţ, molibdenit, beril, pirită, hübnerit (?), turmalină, fluorină, rutil, sericit şi molibdenit secundar. Acest filon este legat de pegmatitele terţiare din Mount-Ontero, White-Mountain, care conţin beril, fenacit, bertrandit, fluorină topaz şi alte minerale. Analiza incluziunilor lichide din beril şi fluorină arată că berilul a cristalizat la temperatura de cca 315°C.

Brannerit sub formă de cristale prismatice, subţiri, se întîlneşte şi în filoanele cu cuarţ din statul California. Acestea formează un sistem structural constituit din falii aproape paralele. Materialul filonian este alcătuit din aproape 90% cuarţ alb-lăptos, masiv, cu un mic procent de cuarţ fumuriu, din muscovit, magnetit, pirită, calcopirită, calcit şi urme de biotit, ortoclaz, epidot, hornblendă, granat, turmalină, zeoliţi, molibdenită şi bismutină.

În catena San-Bernardino, California, Hewett et al. (1957) au descris un zăcămînt neobişnuit de brannerit. Mineralul uranifer de aici este localizat în granite-gnaisice precambriene, sub forma unor granule lentiliforme sau sferice. Granulele cu dimensiuni mai mici sînt înconjurate de biotit şi apar concordante cu planele de şistozitate,

iar granulele mai mari sînt localizate în zone puternic zdrobite tectonic, care traversează planele de șistozitate ale rocilor. Acestea sînt însoțite frecvent de minerale de rutil, biotit și plagioclazi sodici, unde branneritul înlocuiește biotitul.

Un zăcămînt de dimensiuni foarte mari se întîlnește în regiunea Blind-River din Canada. Acest zăcămînt apare pe o suprafață de circa 3 000 km² și ocupă locul doi în Canada după regiunea lacului Athabaska. Cu toate că minereurile, în cea mai mare parte, sînt de calitate inferioară, poziția geografică a zăcămîntului și posibilitățile tehnologice de preparare favorabile permit o exploatare rentabilă.

Lucrările geologice de explorare, executate după ce o bună parte din minereuri au fost exploatate în condiții de suprafață, au demonstrat că mineralizațiile de uraniu din regiunea Blind River — Ontario se îmbogățesc cu adîncimea. În aceste condiții rezervele totale de uraniu au crescut considerabil, iar regiunea în ansamblul său a devenit una din cele mai importante din lume.

În structura geologică a regiunii se disting trei mari complexe litologice: fundamentul prehuronian, metasedimentarul huronian, slab metamorfozat și complexul rocilor intruzive.

Complexul fundamentului prehuronian este constituit din granite, granite-gnaisice, șisturi verzi, diabaze cu xenolite de gabbrouri.

Peste fundamentul prehuronian repauzează complexul de roci metasedimentare, slab metamorfozate, de vîrstă huroniană.

Complexele de roci prehuroniene și huroniene sînt străbătute de numeroase roci intruzive sub formă de dyke-uri, sau corpuri granitoide mai mari.

Cele mai răspîndite roci eruptiv-intrusive din această regiune sînt diabazele, gabbrourile și dioritele (Keweenawan) sub formă de dyke-uri. Dyke-urile de diabaz din apropierea zăcămîntului Nordic includ o mare cantitate de pechblendă.

Granitele de Killarney intersectează toate orizonturile litologice din regiunea Blind-River, cu excepția dyke-urilor de diabaze, iar batolitul granitoid Cutler, care aflorează în lacul Huron, este cel mai mare corp dintre toate rocile intrusive tinere, ale acestei vaste regiuni uranifere.

Formațiunea purtătoare de minereu (Missisyagi) este constituită din cuarțite, arkoze, grauwacke, argilite, conglomerate și pietrișuri.

Principala rocă mineralizată este conglomeratul fluvial, iar într-o măsură mai mică, acolo unde lipsește acest conglomerat, mineralizația este localizată în cuarțitele roșii arkoziene și în zona intermediară, de-a lungul contactului dintre complexul prehuronian și formațiunea Mississagi.

Conglomeratul fluvial (principala rocă mineralizată) este constituit din elemente rurate de cuarț, granit, gnais și șisturi verzi, prinse într-o

masă de grauwacke. Grosimea stratelor de conglomerat variază de la 1,5 la 7,5 m. Acest nivel poate fi urmărit direcțional pe cca 2 km, iar pe înclinare pe cca 1,8 km. Conglomeratele se prezintă sub formă de strate separate și ca pachete de strate despărțite prin nivele de arkoze.

De obicei, stratificația conglomeratelor este oblică, grosieră, fină, sau poate lipsi complet. Masa principală este formată în cea mai mare parte din : cuarț, sericit, clorit, pirită, minerale radioactive (brannerit, monazit, uraninit, thucolit), pirotină, molibdenit, cobaltină, calcopirită, galenă, blendă, marcasită, aur, hematit, rutil, anatas, titano-magnetit, zircon, feldspat, scheelit.

Conținutul de aur este foarte mic și inconstant (0,560—0,850 g/t) iar mineralele radioactive, cu excepția unor mici filoane, se găsesc sub formă de granule extrem de mici (10 microni). Uraninitul formează dendrite striate, cimentate de o masă bazică sericitică, mai tînără (Traill, 1954). Se constată o oarecare cantitate de pechblendă sub formă de praf. Uraninitul analizat conține thoriu în proporție de 6—10%.

Fig. II.8. Zăcămîntul Pronto-Blind River (Ontario) :
*Q* — granule de cuarț ; *F* — feldspat transformat ; *P* — pirită ; *S* — element sericitic ; *T* — vinișoare de thucolit cu minerale de brannerit și uraninit ; *B* — ace de brannerit care înlocuiesc feldspatul (35 X).

Radioelementele din nivelele conglomeratice au o largă și variată răspîndire. În general, predomină branneritul. Alteori mineralul predominant este pechblenda sau monazitul (fig. II.8).

Granulele colțuroase pînă la cele semirotunjite de brannerit, în marea majoritate transformate, sînt înconjurate sau impregnate cu minerale secundare, de tipul anatas și thorogummit. Amestecul de minerale transformate este îmbogățit cu thoriu. Minereurile au conținuturi de pămînturi rare (yttriu în mod deosebit și apoi Er, Gd, Nd, Ce, Sm, Dy, La). Nucleele centrale ale unor cristale de uraninit sînt substituite cu cuarț, iar masa principală a rocii, bogată în sericit, se remarcă și printr-un conținut ridicat de uraniu.

Mineralizație radioactivă se găsește și în rocile microgranulare, unde se deosebesc două tipuri distincte : tipul cenușiu-cuarțo-feldspatic (gresia cu elemente colțuroase) și tipul alb cu albit.

În funcție de culoare, printre gresiile colțuroase se deosebesc mai multe varietăți, iar radioactivitatea este condiționată, probabil, de existența unui mineral nedeterminat, galben-pal, foarte diseminat, sub forma unor granule anhedrale extrem de mărunte. Sub microscop, roca este atît de puternic sericizată, încît structura ei primară nu mai poate fi determinată.

În cadrul acestei mineralizații se întîlnește următoarea succesiune de procese geologice :

1) depunerea mineralelor detritice (cuarț, feldspat, urme de zircon) ;

2) albitizare intensă în unele zone ale zăcămîntului, iar în celelalte apariția numai a unor vinișoare de albit, cu foarte puțin cuarț ;

3) sericitizare. Această fază a fost destul de puternică, manifestîndu-se concomitent cu formarea unei mici cantități de biotit. Unele filoane cu sericit se caracterizează printr-o concreștere între sericit și biotit (în zonele lor axiale) ;

4) formarea unor filonașe de carbonați.

Mineralul radioactiv este semitransparent și cu contur neregulat. Uneori aceste minerale sînt concrescute cu hematitul sau limonitul. În lumină reflectată, mineralele radioactive sînt albe pînă la alb-gălbui, iar granulele mici, de culoare neagră și opace, pot fi cristale de uraninit.

Rocile, din multe puncte de vedere, sînt foarte asemănătoare cu oligoclazitele hidrotermale hematitizate, care se asociază de obicei cu multe zăcăminte de pechblendă din regiunea Goldfields (Canada). Mineralul radioactiv se aseamănă cu un mineral identic din gresiile cenușii.

Rocile cu albit se găsesc deasupra gresiilor din bază și reprezintă în profilul stratigrafic al regiunii echivalentul lateral al conglomeratelor radioactive. Intensitatea radioactivității crește în funcție de intensitatea culorii roșii. Conținutul de $U_3O_8$ variază de la 1 la 1,3 kg/t, sau 0,16—2,5%. Unele corpuri de minereu mai conțin 1,54% Cu și 0,11% Co.

Unele foraje executate au întîlnit la adîncimea de 600 m un conglomerat, cu grosime de 2 m, care conține în medie 0,08% $U_3O_8$ și care în interior are o intercalație de 0,9 m, cu conținut de 0,12% $U_3O_8$.

Mulți cercetători au atribuit acestor zăcăminte origine sedimentogenă, considerînd că mineralizațiile sînt controlate numai de structura și compoziția mineralogică a rocilor sedimentare, deși se cunosc și mineralizații cu caracter filonian, care intersectează depozitele sedimentare. Unii cercetători (Joubin, 1954) afirmă că acest tip de mineralizație reprezintă o redistribuție a acesteia sub acțiunea apelor freatice. Micile fisuri din roci umplute cu uraniu au o structură colomorfă, fiind însoțite de hematitizarea rocilor înconjurătoare. În fisurile unor diabaze s-a identificat, de asemenea, o mineralizație de uraniu cu calcopirită.

Originea hidrotermală a zăcămintelor din regiunea Blind-River este confirmată printre altele de: raportul U : Th, Fe : Ti, abundența piritei, forma euhedrală a cristalelor de uraninit, analogia minereurilor de Co, Cu și U cu a minereurilor din alte zăcăminte din regiunea Cobalt-Sault-Sainte Marie (Joubin, 1954) și prezența minereului în zona puternic albitizată din baza formațiunii productive.

Determinările de vîrstă absolută pe uraniu extras din uraninit, arată că minereurile sînt paleozoice sau postpaleozoice (Stieff et al. 1956).

Din datele menționate, rezultă că uraninitul și branneritul sînt de origine hidrotermală, iar conținutul mare de $ThO_2$ (>10%) din uraninit ca și prezența pirotinei, a cobaltinei și scheelitului demonstrează că cele două minerale s-au format la temperaturi relativ ridicate. Soluțiile hidrotermale au existat și au fost active chiar în conglomeratele care conțin uraniu, ca și în apropierea lor, influențînd distribuția mineralizației și forma de zăcămînt a acesteia.

Zăcăminte de brannerit cu conținut de thoriu (cca 13% $ThO_2$) se găsesc și în Australia, localizate, sub forma unor corpuri neregulate sau vinișoare fine, în monzonite și granodiorite de vîrstă Precambrian-superioară. Filoanele de cuarț și rutil din regiunea Crokers conțin cristale de brannerit cu diametrul de 5—10 cm. Zăcămintele din această zonă se întîlnesc la cca 36 km nord de Mount-Iza, Queensland, și se caracterizează prin prezența branneritului fin diseminat în lentilele și stratele de carbonați.

Un zăcămînt de molibdenit și brannerit se cunoaște și în Franța la Château-Lambert (Haute-Saône). Branneritul se găsește pe un filon de cuarț alb-cenușiu, care la suprafață, ca și în regiunea Blind-River din Canada, s-a transformat în anatas. El este însoțit de uraninit cu diametrul de 0,2 mm. Zăcămîntul este alcătuit din două filoane cu di-

recție NW și WNW, care străbat granitoidul de Ballon (J. Geffroy, Sarcia, 1954), evidențiind două faze de mineralizare:

1) molibdenit-cuarț, feldspat, brannerit;

2) calcopirită, pirită, tetraedrit, cuarț microgranular, uraninit.

## Zăcăminte mezotermale

Acest tip genetic este cel mai important dintre zăcămintele hidrotermale, fiind în același timp mult mai răspîndit și mai variat. Se formează la adîncimi apreciabile (3 000 m) din soluții hidrotermale mineralizate, de origine magmatică, în mare parte și la temperaturi de 300—175°C. Zăcămintele mezotermale se deosebesc de cele hipotermale, ca și de cele epitermale prin faptul că nu conțin minerale tipice, caracteristice celor două tipuri genetice.

Formele de zăcămînt ale acestor mineralizații sînt foarte variate. Astfel, pot fi întîlnite concentrații minerale sub formă de filoane, volburi, corpuri metasomatice și mase enorme de roci eruptive cu mineralizație diseminată.

Minereurile acestor zăcăminte sînt, de asemenea, complexe din punct de vedere paragenetic. Se cunosc astfel mineralizații de aur (rareori telururi), argint nativ, uraniu (uraninit, pechblendă) minerale de Ni + Co, calcopirită, enargit, bornit, calcozină, tetraedrit, tennantit, blendă, galenă etc. Din această categorie fac parte majoritatea zăcămintelor de uraniu din lume. Acestea includ zăcămintele cu cele mai mari rezerve de minereu cu conținut de peste 0,1% U, din care s-au explorat importante cantități cu conținut de 0,5% U (Mc. Kelvey, 1955).

Cele mai multe zăcăminte mezotermale sînt asociate cu unele roci eruptiv-intrusive, altele cu cele vulcanice sau subvulcanice, cu care au comun sursa magmatică (zăcăminte de Pb, Zn, Ag ± Cu ± Au).

Printre zăcămintele mezotermale filoniene de uraniu, se remarcă trei tipuri mai importante:

1. Tipul Bi—Co—Ni—Ag—U.
2. Tipul pechblendă-pirită.
3. Tipul thorit-monazit.

În primul tip, cunoscut și sub numele de „tipul celor cinci elemente" apar și unele subtipuri genetice. Ca exemplu se menționează zăcămintele de impregnație cu Cu (Zimbabwe), în care se găsesc apreciabile cantități de uraniu. H. Schneiderhöhn (1955) deosebește pentru acest tip de zăcăminte următoarele subtipuri cu conținut de uraniu:

— filoane de fluorină, baritină și cobalt cu conținut de Ag și Bi;

— filoane de baritină, de Co + Ni cu conținut de Ag și Bi (tip Schneeberg);

— filoane de calcit, cuarț și de Co + Ni cu conținut de Cu;

— filoane de baritină și cobalt (filoanele de Co Rücken, Richelsdorf);

— filoane cuarț-uranifere (Shinkolobwe);

— filoane de cuarț, cobalt-bismut cu conținut de Ag (Jachimov);

— filoane de cobalt-nickel cu calcit (Schmiedeberg).

Tipul pechblendă-pirită are ca exemplu reprezentativ zăcămintele de minereuri de tip impregnație Wittwatersrand din Africa de Sud.

Cel de al treilea tip genetic de zăcăminte mezotermale-radioactive este mai puțin răspîndit și este reprezentat prin filoane de monazit și thorit.

Foarte multe zăcăminte mezotermale au rezerve apreciabile de aur (Witwatersrand, Guadelupa), argint (Coeur d'Alene, Schneeberg) și minerale platinice (Goldfields, Shinkolobwe). Argintul se găsește sub formă nativă, ca sulfuri și mai rar ca sulfosăruri.

Printre metalele prezente în cantități mai mari sînt bismutul, cuprul, plumbul, cobaltul și nichelul. O importanță mai redusă au zincul și molibdenul. Dintre mineralele de cupru, cel mai răspîndit este calcopirita, iar în unele zăcăminte se mai găsesc bornit, calcozină și covelină.

Mineralele de Co + Ni se găsesc într-o mare varietate (nichelină, cobaltină, gersdorffit, glaucodot, skutterudit, Ni-skutterudit, smaltină, cloantit, safflorit, rammelsbergit, maucherit, polydymit millerit, iar în alte zăcăminte (Shinkolobwe, Mansfeld) sulfuri, vaesit, cattierit și siegenit.

Seleniul se găsește la Shinkolobwe și Goldfields, sub formă de seleniuri de Ni—Co și respectiv seleniuri de Cu—Pb. Telurul a fost identificat la Shinkolobwe ca melonit, iar vanadiul ca nolanit la Goldfields (Robinson et al. 1957).

Printre mineralele radioactive cele mai des întîlnite sînt uraninitul cu conținut scăzut de thoriu. În Guadelupa au fost întîlnite minereuri cu pămînturi rare. În unele minerale radioactive din Munții Coastelor (Colorado) s-au determinat conținuturi apreciabile de Zr și Mo. Pechblenda are o structură reniformă. Numai la Shinkolobwe, acest mineral se prezintă sub formă de cristale cubice, foarte apropiate de structura uraninitului. Structura sferolitică combinată cu cea radial-concentrică, sau cu cea reniformă, parțial colomorfă a pechblendei sugerează cristalizarea acestui mineral din soluții coloidale. Fisurile interne din aceste minerale, umplute ulterior cu alte minerale, sînt rezultatul unor tensiuni interne formate pe seama evaporării și uscării materialului din soluțiile coloidale. În felul acesta ia naștere pechblenda de mai multe

generații. Robinson (1955) susține că pechblendele colomorfe sînt mai timpurii, în timp ce cele cu aspect granular sînt mult mai tardive.

În multe zăcăminte mezotermale se formează la contactul cu rocile înconjurătoare unele minerale noi ca : epidotul, cloritul, pirita și calcitul. Procesele de sericitizare și argilizare sînt destul de frecvente, iar silicifierea se manifestă mai slab decît la tipul de zăcăminte epitermale. Tot în aureola de contact a acestor zăcăminte pot fi observate și fenomene de scapolitizare și skarnificare (Marele Lac al Ursilor). Rocile din contactul unor zăcăminte filoniene (Cornwall, Colorado, Munții Metalici) sînt mineralizate cu pechblendă.

Procesele de hematitizare sînt de regulă caracteristice zăcămintelor mezotermale de uraniu. Hematitul cu structură fin granulară impregnează foarte fin atît rocile înconjurătoare cît și unele filoane de cuarț-carbonați. Asociația uraniu-hematit demonstrează faptul că uraniul în stare hexavalentă a fost transportat și apoi precipitat sub acțiunea reducătoare a fierului :

$$3\,H_2O + 2\,Fe^{2+} + (UO_2)^{2+} \rightarrow Fe_2O_3 + UO_2 + 6\,H^+$$

Această reacție are loc la temperatura de 25° și pH 4 (Mc. Kelvey et al. 1955).

Condițiile de mineralizare cele mai favorabile se întîlnesc, de obicei, în rocile metamorfice de origine sedimentogenă. Uneori se găsesc filoane mineralizate și în zonele periferice ale corpurilor granitoide.

În cele mai multe zone mineralizate se constată un control tectonic clar al mineralizației, însă în unele cazuri (Witwatersrand, Zimbabwe) acest control nu este clar exprimat. Astfel, se cunosc mineralizații localizate pe sisteme de fracturi foarte evidente (Munții Metalici) pe falii (Goldfields, Marele Lac al Ursilor), în părțile apicale ale unor cute (Shinkolobwe) și la contactul unor roci diferite, în special, la contactul unor dyke-uri.

Concentrațiile cele mai bogate se constată pe filoanele cu cea mai mare înclinare (Jachimov), la intersecția unor structuri tectonice cu roci mai puțin consolidate sau cu roci metamorfice bine stratificate (Marele Lac al Ursilor), pe falii secundare (Goldfields) și la intersecția de falii transversale cu falii direcționale sau diagonale (Darwin, Australia).

Depunerea uraniului din soluții hidrotermale este condiționată de scăderea temperaturii și presiunii sau de interacțiunea celor doi factori și de reacțiile dintre soluțiile hidrotermale și rocile înconjurătoare. În cazul filoanelor bogate în carbonați, aceste reacții au avut un rol important în procesul de mineralizare, ajutînd efectiv la fixarea ionilor de uranil.

Ca și în cazul celorlalte zăcăminte de minereuri există și la uraniu o oarecare zonalitate a mineralizației. Uneori această repartizare zonală a minereurilor se păstrează respectînd unele legi, dar de cele mai multe ori acest echilibru este distrus ca urmare a diferitelor procese tectonice sau metamorfice, postume punerii în loc a zăcămintelor. De exemplu, în Colorado se cunosc mineralizații de pechblendă localizate între filoane auro-piritoase (interioare) și filoane de Pb—Zn—Ag, (exterioare). Acest tip de zonalitate metaliferă a fost ulterior contestat pe motivul că filoanele de uraniu formează fascicule care se dezvoltă în evantai (Sims, Tooker, 1956), ca apoi alți cercetători să confirme prima idee, și anume că zăcămintele de uraniu sînt strîns legate de limita dintre zona interioară auro-polimetalică și cea exterioară cu argint-plumb-zinc.

În Anglia (Cornwall) mineralizația de uraniu este strîns legată de celelalte tipuri ale mineralizației cuprifere. La Jachimov, de exemplu, există o zonalitate pe verticală foarte riguroasă. Există o zonă superioară, cu argint, alta intermediară cu nichel-cobalt și ultima, cea inferioară, cu mineralizație clară de uraniu. În zăcămintele cu mineralizație de cupru, din Zimbabwe cele mai mari concentrații de uraniu sînt la periferia zonei de cupru. Deși zonalitatea minereurilor de uraniu, cobalt și cupru din unele zăcăminte (Katherine-Darwin, Australia) a fost contestată, ea există totuși și reprezintă un autentic indicator în prospectarea zăcămintelor radioactive. În zăcămintele filoniene, atît temperatura, cît și presiunea se reduc cu distanța de la sursa inițială, ceea ce favorizează o depunere selectivă a mineralelor pe verticală de cîteva sute de metri.

**Zăcăminte de U-Ni-Co-Bi-Ag.** Acestea sînt cunoscute și sub denumirea de zăcăminte de „tipul celor cinci elemente". Mineralizații reprezentative pentru acest tip genetic se găsesc la Marele Lac al Urșilor din Canada și la Shinkolobwe din Zair.

În Statele Unite ale Americii, mineralizații de U—Ni—Co—Bi—Ag se cunosc în statele Colorado (Caribou — districtul Boulder), New-Mexico (Black-Hawk) și Idaho (Coeur d'Aléne). Filonul mineralizat din zăcămîntul Caribou se caracterizează prin asociația Ag—Ni—U. Pechblenda are aspect de funingine și este asociată cu pirită și argilă. Cel mai mare corp mineralizat are formă columnară, iar lungimea pe verticală de cca 60 m și 21 m pe orizontală.

În zona de contact a filonului cu uraniu se găsesc : clorit, epidot, calcit și pirită, (minerale de neoformație, care substituie mineralele melanocrate). Montmorillonitul și caolinitul, ca minerale intermediare de neoformație, înlocuiesc feldspații, iar cele mai tinere sînt sericitul și cuarțul. Rocile din aureola de contact au și ele conținuturi de uraniu.

În cadrul acestui zăcămînt se deosebesc mai multe faze de mineralizare, care constituie următoarele parageneze :

1) cuarţ, calcit, siderit, pirită, calcopirită, blendă, galenă ;

2) depuneri succesive de : a) gersdorfit şi calcedonie ; b) pechblendă ; c) blendă, calcopirită, argentit, proustit, argint nativ.

Calcedonia ca şi mineralele argintifere indică temperaturi relativ joase, corespunzătoare limitei inferioare de formare a mineralizaţiilor mezotermale (175°C).

În regiunea Black-Hawk din statul New-Mexico există un zăcămînt de argint reprezentat prin filoane cu grosimi reduse, mineralizate cu Ag—Ni—Co—U (argentit, argint nativ, millerit, nicolit, skutterudit nichel-skutterudit, bismutină, pechblendă, blendă). Ca minerale de gangă se întîlnesc, în special, carbonaţi (calcit, dolomit, siderit, ankerit) şi subordonat baritină şi cuarţ. Aceeaşi parageneză au şi alte şapte zăcăminte radioactive, ale căror filoane sînt străbătute de cîteva falii. Acumulările de minereu au formă de lentile, iar sterilul din jurul acestora au un conţinut de 0,07—0,24% $U_3O_8$.

În statul Idaho, regiunea Coeur d'Alène este cunoscută prin filoanele sale de siderază cu minereuri de Ag—Pb. Mineralizaţia de uraniu este reprezentată prin uraninit şi pechblendă dispusă pe filonaşe răspîndite neuniform într-un strat de 60 m lăţime. Unele zone din acest zăcămînt au uraniu dispus sub formă de strate paralele constituite din cuarţ, siderit, pirită şi pechblendă. Cuarţitele sericitizate din apropierea contactului cu filoanele sînt puternic hematitizate.

Pechblenda se întîlneşte, de obicei, sub formă de granule dispersate, avînd forma unor sferolite de cca 10 microni. Acestea înlocuiesc mineralele silicioase de pe filon, din cuarţite şi din rocile înconjurătoare. Uneori pechblenda formează filonaşe subţiri în interiorul filoanelor de siderază. Unii cercetători au constatat că o parte din pechblendă este mai tînără decît mineralele de tetraedrit, deoarece acesta din urmă este parţial înlocuit de pechblendă.

Vîrsta absolută a mineralizaţiei de pechblendă din acest zăcămînt este de 750 ± 50 milioane ani (Precambrian).

În Canada, se cunosc mineralizaţii de tipul U—Ni—Co—Bi—Ag în formaţiuni sedimentare, eruptive şi metamorfogene de vîrstă precambriană. Toate complexele litologice sînt afectate de falii cu direcţia meridională, care sînt mult mai noi decît structurile plicative din zona Marelui Lac al Urşilor.

Zăcămîntul Eldorado este constituit dintr-un mare complex filonian, care intersectează la rîndul său sistemul de roci strîns cutate, cunoscut sub denumirea de „grupa Echo-Bay".

Pe malul Lacului Urșilor apare un granit care în exploatările miniere din regiune a fost interceptat și sub forma unor apofize. În general, structurile cutate sînt orientate meridional, afundîndu-se spre nord. Corpurile de minereu au forme diferite, începînd de la filoane subțiri, pînă la stockwerkuri cu diametrul de cca 12 m. Toate acestea concordă cu un sistem de patru sau cinci zone tectonice paralele (fig. II.9). Filoanele sînt localizate în jurul sillurilor de porfire cuarțifere, direct în roci stratificate și diabaze tinere. Pe faliile din porfire, mineralizația de uraniu dispare complet, iar cea de nichel-argint a mai fost găsită sub adîncimea de 100 m.

Fenomenul de hematizare este evident în zona imediat adiacentă filoanelor, unde rocile capătă aspectul jasperoid, fin grăunțos.

Unele filoane au structură rubanată, iar altele sînt deranjate din poziția inițială, sau sînt puternic breccifiate. Marea masă a filoanelor mineralizate este constituită din cuarț, carbonați, hematit și foarte puțin clorit.

Din numeroasele studii efectuate pe aceste mineralizații, Kidd și Haycock (1935) deosebesc patru tipuri caracteristice de mineralizare:

1) pechblendă, cuarț, safflorit-rammelsbergit, la care se adaugă cîteva minerale, ca glaucodot, polydymit, gersdorfit, hematit și molibdenită;

2) cuarț, smaltină-cloantit, bismut nativ, skutterudit, cobaltină;

3) dolomit, sulfuri de Pb, Zn, Cu;

4) rodocrozit, sulfuri de Cu și Ag, argint nativ.

Pechblenda este reprezentată prin agregate reniforme-sferulitice cu fisuri interioare de comprimare, umplute cu cuarț, carbonați și sulfuri, breccifiate și forme celulare, care dau naștere unor structuri inelare, sau lineare izolate. Se întîlnește și pechblendă dendriformă. Pechblendele din zăcămîntul Eldorado se caracterizează printr-un conținut scăzut de $ThO_2$ (<0,01%) și pămînturi rare (0,94—1,4%). Pechblenda din generația I ($UO_2 : UO_3 = 10 : 2,2$) este parțial înlocuită prin pechblendă din generația a II-a ($UO_2 : UO_3 = 10 : 100$). Aceste procese de transformare a pechblendelor mai vechi în pechblende mai noi este confirmată și de determinările de vîrste absolute, care se înscriu în limitele unor valori foarte largi, de la 600—1 400 mil. ani (Robinson, 1955 B).

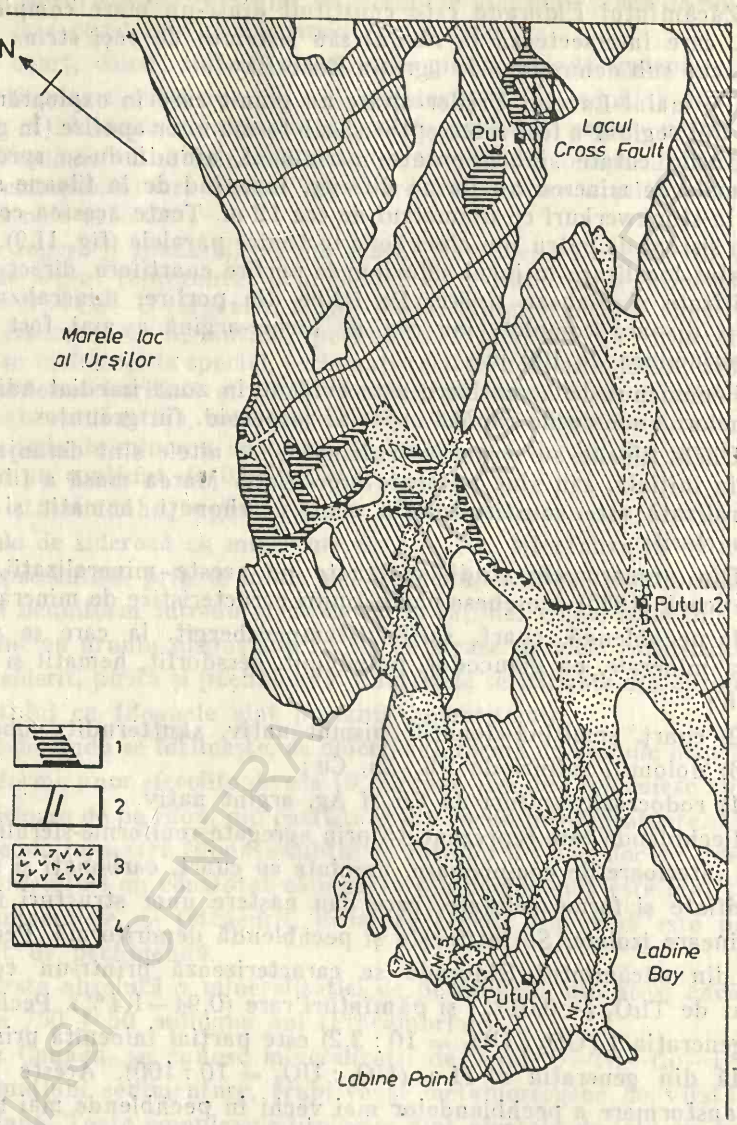



Fig. II.9. Zăcămîntul Eldorado — Marele Lac al Urşilor :
*1* — diabaze cuarţifere, tardive ; *2* — diabaze timpurii ; *3* — granite ; *4* — grupa Echo-Bay.

BCU IAŞI / CENTRA

Parageneza, structura rubanată a unor filoane, breccifierea (fig. II.10) și numeroasele goluri din masa filoanelor sînt argumente în favoarea originii mezotermale a acestor mineralizații.

Filoanele cu rodocrozit, argint nativ, hessit, argentit, jalpait etc. indică temperaturi finale mai scăzute, caracteristice părții superioare

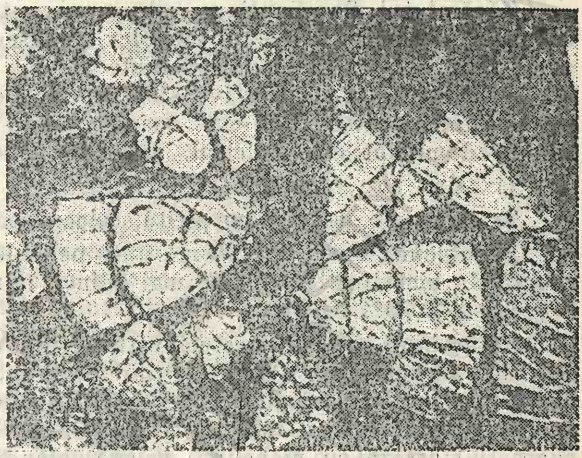


Fig. II.10. Marele Lac al Urșilor. Sferolite de pechblendă breccifiate și cimentate cu cuarț (Kidd, 1933), Canada.

a zonei mezotermale, sau părții inferioare a zonei epitermale. Succesiunea depunerii principalelor metale este următoarea: U, Ni, Co, Zn, Pb, Cu, Ag. Minereurile de argint din nivelele superioare ale zăcămîntului se consideră ca fiind hipogene și sînt rezultatul unor îmbogățiri secundare. Mineralele secundare de uraniu (becquerelit curit, wandendriesscheit, uranophan, zippeit, liebigit), deși există în cadrul zăcămîntului, totuși nu sînt frecvente.

În zăcămîntul Contact din jurul lacului cu același nume se cunoaște o mineralizație de argint nativ și pechblendă, localizată pe filoane cuarț-carbonatice, care străbat corpul granitoid din această regiune. Granodioritele, care constituie roca gazdă sînt puternic hematitizate și cloritizate. În acest zăcămînt se deosebesc patru faze principale de mineralizare:

1) magnetit-hematit;
2) cuarț cenușiu;
3) cuarț alb, fin stratificat;
4) carbonați cu minerale de U—Ni—Co—Bi—Ag.

Pechblenda, în acest caz este mai veche, iar argintul nativ, cu conținut foarte mic de mercur, este cel mai tînăr.

O mineralizație asemănătoare se găsește și la cca 10 km sud-est de zăcămîntul Eldorado, ca și la cca 100 km sud de același zăcămînt (Lacul Hottah).

În Argentina se cunosc două zăcăminte de tipul celor cinci elemente: San-Santiago în apropiere de granița cu Chile și Niquelina Sierra de Santa Victoria, la granița cu Bolivia.

Zăcămîntul San-Santiago este reprezentat printr-un filon, care intersectează cuarțitele unui complex metasedimentare de vîrstă precambriană. Acesta la rîndul său este afectat de un nou stil tectonic, ale cărui structuri disjunctive sînt practic perpendiculare pe direcția sa. Grosimea acestui filon este doar de cîțiva centimetri, iar mineralul său predominant este calcitul, de două generații:

1) calcit roz, nichelină și pechblendă;

2) calcit alb, asociat cu pirită, calcopirită, blendă și galenă.

Pechblenda apare sub forma unor pelicule subțiri și granule, diseminate în nichelină. La nivele mai adînci, minereurile conțin în medie 8% Ni și 0,70% $U_3O_8$.

Zăcămîntul Niquelina este constituit din trei filoane, care străbat șisturile argiloase ale Cambro-Ordovicianului, afectînd chiar și contactul acestora cu cuarțitele. Grosimea filoanelor variază de la cîțiva decimetri, pînă la mai mult de 1 m. Mineralele existente constau din cuarț și sideroză cu nichelină, galenă, blendă, calcopirită, pirită și pechblendă. În masa filoniană se pot observa și elemente remaniate din rocile înconjurătoare. Pechblenda apare sub forma unor filonașe subțiri, foarte bine dezvoltate în orizontul de cuarțite, impregnat cu nichelină (Angelelli, 1956).

În Europa se găsesc mai multe zăcăminte de tipul U—Ni—Co—Bi—Ag, însă cele mai cunoscute sînt cele din munții Metalici (Germania de Est, Cehoslovacia), Anglia, Franța, România etc.

Munții Metalici sînt cunoscuți ca o veche și importantă regiune minieră de pe continentul european, în care s-au dezvoltat renumite centre ale industriei miniere, ca Jachimov, Johangeorgenstadt, Annaberg, Eibenstock, Schneeberg, Freiberg, Marienberg, Niedershlag etc. de pe teritoriul Republicii Democrate Germane și Republicii Socialiste Cehoslovacia. Din minereul radioactiv de la Jachimov, soții Pierre și Marie Curie au extras, pentru prima dată, radiu. Înainte de acest eveniment epocal, minereurile radioactive erau folosite ca materie primă pentru coloranți în industria ceramică.

Zăcămintele din Munții Metalici sînt dispuși pe două aliniamente, care se intersectează la Jachimov, formînd două zone: zona de nord-vest care se întinde de la Schneeberg, prin Johanngeorgenstadt pînă la Jachimov și zona meridională, de la Freiberg prin Marienberg, Anna-

berg, Niederschlag, Jachimov și Schlagenwald. Zona de intersecție a celor două aliniamente este constituită din parașisturi precambriene, filite paleozoice și șisturi argiloase. Acest complex litologic este străbătut de granitoidul de Eibenstock, de vîrstă Paleozoic-superioară, care are o aureolă de contact, în care șisturile argiloase și filitele sînt transformate în corneene pestrițe și cuarțite. Zăcămintele de substanțe utile din această regiune pot fi împărțite în următoarele tipuri:

1) zăcăminte pirometasomatice de Fe și Cu;

2) filoane de Sn—W;

3) filoane de pirită—Pb;

4) Filoane de Ag—Co—Bi—U;

5) filoane de oxizi de Fe și Mn.

Cele mai importante dintre acestea sînt filoanele de Ag—Co—Bi—U, care au mare dezvoltare în complexele de roci metamorfogene. În rocile granitoide, filoanele devin sterile, însă la Schneeberg această regulă face excepție. Filoanele mineralizate concordă cu două sisteme principale de falii, iar lungimea lor variază de la cîteva sute de metri pînă la 3 km, iar grosimea nu depășește 0,60 m.

A fost stabilită și o zonalitate pe verticală a mineralizației. Astfel, în orizonturile superioare ale zăcămintelor predomină minereurile de argint, în cele intermediare, minereurile de Ni—Co—Bi, iar în cele inferioare, minereurile de uraniu.

Argintul este reprezentat prin argint nativ, argentit, stephanit, proustit și rareori sulfosăruri. Nichelul și cobaltul apar sub formă de nickelină, smaltină, safflorit, cloantit, bismut nativ, bismutină, galenă, blenda, calcopirita și pirita. Masa filoniană constă în cea mai mare parte din cuarț, calcedonie, calcit, dolomit, alți carbonați, baritină și fluorină. Pechblenda, care este principalul mineral de uraniu, se găsește numai pe filoanele cu dolomit roșietic.

Prin fenomene de oxidare supergenă, mineralizația primară se transformă și dă naștere la alte minerale secundare (blendă argentiferă, bismutină, beyerit, uranosferit, liebigit, schröckingerit, voglit, zippeit, uranopilit, johannit, autunit, torbernit, metauranocircit, saléeit, fritzscheit, meta-zeunerit, uranospinit, trögerit, valpurgit, uranophon, β-uranophon, cuprosklodowskit etc.

Pechblenda formează lentile mici, filonașe și cuiburi neregulate pe filoanele dolomitice, sau pe cele de cuarț-dolomit și mai rar în microfaliile șisturilor adiacente (fig. II.11 și II.12).

*Zăcămîntul Jachimov* este localizat la cca 4 km est de marele batolit Eibenstock care străbate complexul de șisturi cristaline din regiune. Acest ansamblu petrografic a fost afectat de două faze tectonice,

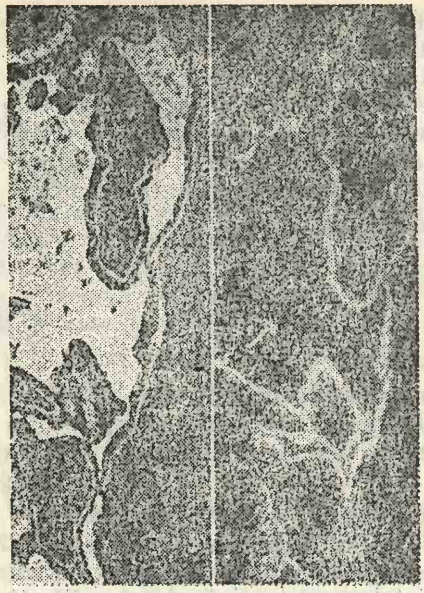


Fig. II.11. Filonul Hildebrand-Yachimov (Cehoslovacia) : *a* — rocă cu cuarț și pechblendă ; *b* — autoradiografia pechblendei din *a* (Step, Becke, 1904).

Fig. II.12. Sferulite de pechblendă cu pirită interstițială și minerale de Ni-Co (Yachimov) (X 44).

BCU IAȘI UNIVERSITY LIBRARY

în urma cărora au apărut două sisteme de filoane : unul din acestea are direcția est-vest și este în același timp cel mai vechi, iar celălalt are direcția nord-sud, traversînd pe primul.

Sistemul tectonic de direcție nord-sud, cel mai tînăr, se remarcă printr-un conținut mai ridicat de uraniu. Cercetările geologice au dovedit însă că cele mai puternice concentrații de uraniu se găsesc la intersecția celor două sisteme tectonice, adică acolo unde filoanele celor două generații formează „noduri tectonice".

Mineralizația de la Jachimov a fost urmărită pe verticală pînă în jurul adîncimii de 500 m. Minereurile primare de argint trec, odată cu adîncimea, spre cele de nichel-cobalt și mai departe în cele de uraniu. În adîncime, unele filoane străbat și granitul însă aici mineralizația dispare prin efilare, sau se întrerupe tectonic.

Pechblenda, care este principalul mineral uranifer, este permanent însoțită de carbonați (dolomit, calcit), colorați în roșu, datorită hematitului, fin diseminat. Lentilele de pechblendă sînt repartizate dezordonat în cadrul zăcămîntului, fiind localizate preferențial mai aproape de salbande, sau de unele faciesuri litologice ale rocilor limitrofe. Astfel, rocile scapolitice din mina Edellent au un conținut în uraniu de 0,265% $U_3O_8$. În unele filoane se observă o structură rubanată în care cuarțul îmbracă pereții filoanelor, sub el se găsește dolomitul cu lentile de pechblendă, iar în partea centrală este tot un dolomit, dar cu arseniuri. În cea mai mare parte, pechblenda este mai tînără decît cuarțul, carbonații și unele minerale de Ni—Co și mai veche decît alte minerale de Ni—Co și minerale de Ag.

*Zăcămîntul Schneeberg* se află la cca 48 km nord-vest de Jachimov. Zăcămîntul este de filonian și conține asociația U—Ni—Co—Ag. Filoanele străbat complexul de șisturi metamorfice care separă batolitul Eibenstock de stockul granitoid Oberschlema. Cele două sisteme de filoane (vest-nord-vest și nord-nord-vest) se caracterizează printr-o mare înclinare și se intersectează între ele sub un unghi ascuțit. Ca și la Jachimov, mineralizația de uraniu a fost urmărită pînă în jurul adîncimii de 500 m, are grosimi de cca 0,6 m și lungimi maxime de 2,9 km. Filoanele se deosebesc între ele și prin parageneza mineralogică. Astfel, unele filoane se caracterizează printr-o paragenză formată din : argentit, argint nativ, proustit, arseniuri de nichel și bismut, incluse într-o masă de baritină-fluorină-carbonați. Filoanele care alcătuiesc cel de al doilea stil tectonic din cadrul zăcămîntului Schneeberg au o paragenză compusă din smaltină, cloantit, nichelină, pirită, bismut nativ, argint și pechblendă, toate acestea găsindu-se într-o mare masă silicioasă-calcitică.

Minereurile de argint ocupă, de obicei, orizonturile superioare ale zăcămîntului, iar cele de Ni—Co—Bi se găsesc spre partea inferioară, în adîncime. În mod obișnuit cînd filoanele intră în corpul de granite, mineralizația, practic, dispare.

*Zăcămîntul Johanngeorgenstadt* se află la circa 19 km nord-vest de Jachimov. Este format din două sisteme de filoane (nord-vest și nord-est), care se intersectează și afectează în același timp pachetele de filite precambriene și cambriene transformate în șisturi pestrițe, sub acțiunea metamorfismului de contact. La adîncimea de 360 m a fost interceptat și granitoidul de Eibenstock, care este aproape omniprezent în cuprinsul regiunii miniere. Filoanele au fost urmărite pe distanțe de cca 3 km, și au grosime medie de 0,3 m. Mineralizația de uraniu este reprezentată prin pechblendă și are o distribuție foarte neuniformă. Uneori rocile de contact sînt puternic sericitizate și în unele locuri intens silicifiate și impregnate cu minerale de Ag, Bi și U. Pechblenda se asociază deseori cu un dolomit de culoare roșcată, cuarț, baritină, fluorină și rareori calcit.

Pechblenda formează pelicule subțiri, fîșii sau agregate reniforme în masa principală microgranulară de galenă-bismut-calcopirită. Aceste ultime minerale alcătuiesc mici filonașe, care străbat pechblenda. În cadrul zăcămîntului se întîlnesc și sulfosăruri de Ag și Bi, argint nativ, blendă, rareori minerale de Ni—Co.

Unele filoane au structură rubanată, iar altele sînt brecciforme.

* * *

Mineralizații de uraniu se cunosc și în alte zăcăminte din perimetrul munților Metaliferi. De exemplu, se extrage pechblendă, ca produs auxiliar, din filoanele argentifere din *Annaberg*, sau din zăcămintele de contact-metamorfice cu magnetit din *Schmiedeberg*, unde aceasta este asociată cu martitul. Lentile cu pechblendă se găsesc și în rocile înconjurătoare silicifiate, ca și în șisturile cu hornblendă transformată. Printre principalele minerale filoniene se menționează calcitul roz macrogranular și cuarțul. Pechblenda ocupă spațiile dintre granulele de calcit și elementele breccifiate din masa calcitică, avînd forma unor agregate reniforme, fisurate și umplute cu galenă, proustit, covelină și pechblendă (din generația a doua). Au fost întîlnite și alte minerale metalice ca bornitul, calcopirita, covelina, nichelina, blenda, löllingitul, fluorina violetă și muscovitul cu conținut de vanadiu (1,08% $V_2O_3$). Se cunosc și minerale secundare de uraniu de tipul uranophan și liebigit (Meixner, 1940 A). Magnetitul este un mineral mai vechi decît pechblenda. În timp ce mineralele de uraniu se formau, părțile periferice ale zăcămintelor de magnetit s-au martitizat.

O mineralizație asemănătoare a fost găsită la nord-est de Johanngeorgenstadt, în localitatea *Breitenbrunn*. Aceasta este reprezentată prin filoane cu minerale de Zn, Cu și o cantitate nu prea mare de pechblendă. Tot sistemul filonian din această localitate străbate minereurile de contact cu magnetit.

În zăcămintele de lîngă *Freiberg*, constituite din filoane cu mineralizație de Co-Ni, s-a obținut de asemenea o oarecare cantitate de uraniu.

La *Psibram*, în Cehoslovacia, mineralizația de uraniu este concentrată pe filoanele ce urmăresc longitudinal dyke-urile, care străbat rocile ordoviciene de tip grauwake.

Lentile mai mari de pechblendă se găsesc și în acoperișul filonului Johann, iar concentrațiile de minerale secundare de uraniu s-au găsit și în zăcămintele de staniu-wolfram din *Zinnwald* și *Altenberg*, ca și în zăcămintele de casiterită Schönficht. În zăcămîntul de același tip de la Schlaggenwald s-a găsit și pechblendă.

La *Mansfeld*, șisturile cuprifere sînt puternic dislocate de un sistem de falii, ale căror spații sînt umplute cu filoane de cuarț, baritină-carbonat, molibdenit, bismut nativ, pirită, maucherit, nichelină, cloantit, cobaltină, wittichenit, seleniuri de nichel și cobalt, pechblendă, cantități mici de calcopirită, bornit, manganit, galenă și blendă. Sînt prezente urme de anhidrit și fluorină. Dintre mineralele secundare se remarcă uranopilit, liebigit și schrökingerit. Pechblenda, care formează apofize separate, filonașe și lentile cu grosime maximă de 1,2 cm se localizează de preferință în carbonatul roz și într-o măsură mai mică în baritina roșie. Uraniul a fost identificat și într-o hidrocarbură solidă.

Mineralizații de U—Co—Ni—Bi—Ag se găsesc și la *Schwarzwald*, unde minerale ca torbernitul, autunitul și zeuneritul sînt cunoscute încă din anul 1792. Unele din aceste mineralizații sînt concordante cu faliile și fisurile din granite, însă majoritatea se asociază cu zăcămintele de argint și nichel. Kohl (1954) a stabilit că eșantioanele de smaltină din mina Sofia conțin 15% $U_3O_8$ sub formă de pechblendă. Multe zăcăminte abandonate din regiunea Wittichen conțin uraniu (1—2,85%), iar pechblenda se află, de obicei, în asociație cu smaltină.
Toate filoanele acestea fac parte din tipul U—Ni—Co—Bi—Ag și au masa filoniană reprezentată prin baritină-fluorină silicioasă. În zăcămîntul *Wittichen*, cuarțul și fluorina par să fie mineralele cele mai vechi. Urmează baritina, argintul nativ, bismutul nativ, mineralele de nichel-cobalt, fluorină, carbonații și minereurile de argint (Schneiderhöhn, 1955). Roca gazdă a mineralizației este granitul, care în apropierea filonului este impregnat cu smaltină și străbătut de numeroase vinișoare umplute cu pechblendă. Unele puncte din contactul granitului

conțin pînă la 13% U (Kohl, 1954). Pechblenda, sub forma unor pelicule reniforme, are un conținut relativ ridicat de $U^6$.

Tipul clasic al formației U—Ni—Co—Bi—Ag este cunoscut și în *Cornwall*-Anglia, unde pechblenda s-a depus sub formă de filoane, umplînd spațiile libere din granit, sau în apropierea corpului granitic și sub formă de minerale accesorii tîrzii, în interiorul zăcămintelor de staniu și cupru. Filoanele cu pechblendă sînt mai tinere decît mineralizațiile principale de staniu și cupru, iar mineralele de uraniu din interiorul acestor zăcăminte sînt localizate pe fisurile din masa filoniană, pe filonașele care intersectează aceste mineralizații și la intersecția diferitelor structuri tectonice.

În regiunea Cornwall, șisturile argiloase, ca și rocile verzi sînt străbătute de cinci corpuri de granitoide aliniate est-vest și înconjurate de filoane cu casiterit.

Atît șisturile devoniene, cît și granitoidele sînt străbătute de o serie de dyke-uri granite-porfirice cu direcția est-nord-est. Formarea acestora a fost premergătoare punerii în loc a filoanelor mineralizate.

În aceste zăcăminte este prezentă și pechblenda, ca și unele minerale secundare de uraniu (autunitul, tornbernitul, zippeitul, bassetitul, uranospinitul). Aceste minereuri radioactive se găsesc în foarte multe zăcăminte din Anglia, însă la mina South Terras există filonul Green-Jim în care uraniul constituie mineralizația principală. Acest filon are aceeași direcție ca și filoanele de Cu—Sn, iar pechblenda în asociație cu calcopirita, arsenopirita, galena, smaltina, nichelina și baritina, ocupă, de preferință, micile fisuri din masa filoniană. Pînă la adîncimea de 18 m, mineralizația primară de uraniu este oxidată, permițînd formarea a numeroase minerale secundare. Sub această adîncime, pînă la cca 270 m se dezvoltă cu precădere pechblenda.

Într-un alt zăcămînt (*Trenwith*), pechblenda se găsește ca minereu de impregnație în rocile gazdă, pe o grosime de cca 12 m. Există în acest zăcămînt și mineralizație filoniană de uraniu în asociație cu unele minerale de cupru, formînd lentile cu grosime de 5—30 cm, localizate în micile intersecții de falii. În unele zăcăminte, pechblenda se găsește diseminată în șisturile argiloase, iar mineralele secundare de uraniu sînt dispuse de-a lungul fisurilor din granitele caolinizate ca și în șisturile argiloase din zona de oxidare a zăcămîntului. În mineralizațiile de uraniu, pechblenda și cuarțul formează filonașe și lentile neregulate, care străbat masa filoniană brecciată (fig. II.13) colorată cu hematit și bogată în cuarț microgranular.

Parageneza mineralogică, zonalitatea și raportul de vîrstă dintre mineralizația uraniferă și cea de cupru-staniu, scoate în evidență condițiile mezotermale de depunere a mineralizației.

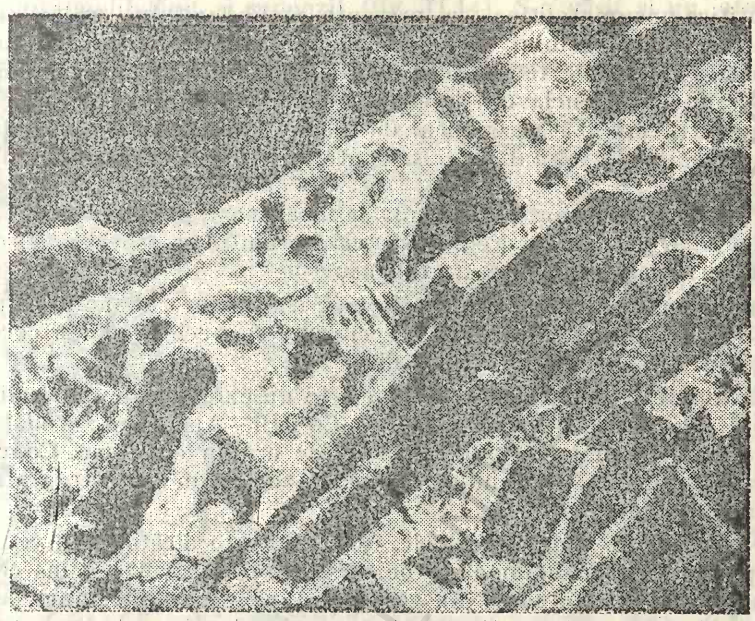


Fig. II.13. Filonașe cu pechblendă în masa filoniană de cuarț, brecifiată, Cornwall (Heinrich Wm. E., 1958).

Mineralizație de tipul celor cinci elemente se cunoaște și în *Franța*, atît în sudul Masivului Central, la Ceilles-Rabasse, Hérault, cît și în Vosgi, bazinul Rhinului superior.

Mineralizația din sudul Masivului Central se consideră ca fiind o mineralizație de trecere, de la cea hipotermală, la cea mezotermală (Geffroy-Sarcia, 1954). Zăcămîntul constituie un rezultat al substituirii calcarelor cambriene, iar corpurile de minereu conțin galenă, blendă, pirită, arsenopirită auriferă, minerale de bismut, nichelină, rammelsbergit și pechblendă.

Un zăcămînt aproape similar din punct de vedere genetic se află în extremitatea sudică a masivului Millevaches, localizat în roci granitice. În această regiune există peste o sută afloriminte uranifere, dintre care cel mai important este în regiunea La Besse, care corespunde unei concentrații bogate și relativ importante. Mineralizația ura-

niferă constă din autunit ca mineral independent, sau autunit asociat cu chalcolit. Pechblenda este permanent asociată cu pirita. Există în acest zăcămînt și uraninit, identificat într-o rocă aplitică desilicifiată, de pe halda unei galerii. Parageneza de aici este tipică zăcămintelor pegmatitice-pneumatolitice cu prezența molibdenitului, wolframitului și mai rar a mispickelului, piritei și calcopiritei. Mineralizația de uraniu este legată de zonele tectonizate, de filoanele lamprofirice (minete), de filoanele de cuarț, enclavele de micașisturi și corespunde îndeosebi breciilor care traversează un fascicul de filoane lamprofirice. Concentrația este modestă pe orizontală, dar se conteză pe îmbogățiri mai mari pe verticală.

Pe Rhinul superior, pechblenda se localizează pe un filon cu înclinare aproape verticală, care intersectează granitul cu aspect porfiroidal. S-au determinat trei tipuri de filoane :

1) filoane cu pechblendă reniformă ; 2) filoane rubanate cu pechblendă în ghirlande ; 3) filoane brecciforme cu pechblendă în cocarde, cuarț roșu, baritină și sulfuri metalice.

Zăcămîntul *Shinkolobwe* din Zair este un exemplu de mineralizație de tipul celor cinci elemente (U—Ni—Co—Bi—Ag), fiind totodată cel mai mare și cel mai renumit zăcămînt de uraniu din lume. Concomitent cu valorificarea uraniului, din acest zăcămînt s-a extras platină și paladiu.

Din punct de vedere geologic, regiunea este alcătuită în cea mai mare parte din roci sedimentare de vîrstă precambriană, strîns cutate și faliate. Acestea fac parte din grupa Katanga, care din punct de vedere stratigrafic este constituită din complexele Kundelungu, conglomeratul „Grand" Mwashya și șisturile dolomitice.

Minerale uranifere au fost identificate în mai multe puncte din cuprinsul regiunii, însă zăcăminte filoniene se cunosc doar la Shinkolobwe și Kalongwe (Bain, 1950).

La Shinkolobwe mineralizația de uraniu apare sub forma unor filoane, localizate pe fisuri sau fracturi, de-a lungul planelor de stratificație, pe faliile cu amplitudini nu prea mari, în cimentul breciilor, diseminări în șisturile dolomitice și dolomito-cuarțifere și chiar în stockuri.

Spre partea superioară a zăcămîntului predomină mineralele secundare de uraniu, în timp ce pechblenda și sulfurile polimetalice se găsesc, de obicei, sub nivelul hidrostatic.

Minereurile radioactive din zăcămîntul Shinkolobwe (tabelul 5.6) sînt alcătuite din minerale de U, Th + TR, sulfuri-seleniuri-telururi, elemente native și minerale filoniene. În paragineză cu acestea se găsesc și alte numeroase minerale de cupru, carbonați și fosfați. Se în-

tîlnesc frecvent cristale de formă cubică localizate pe faliile și fisurile din rocile gazdă ale filoanelor, U și Th apar și ca diseminări în unele minerale sau în ganga filoanelor, Mai toate cristalele sînt corodate, sau străbătute de mici vinișoare cu vaesit, siegenit, aur, melanit, molibdenit și monazit (fig. II.14). S-a găsit și un urano-mo-

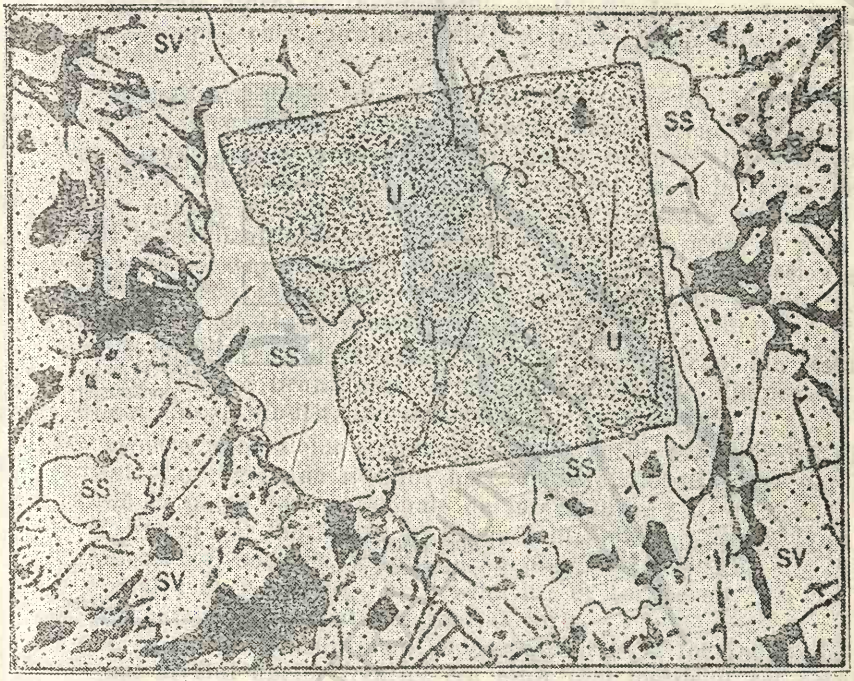



Fig. II.14. Mineral cubic de uraninit *(U)* în seleno-vaesit *(SV)*, parțial înlocuit prin Se-siegenit *(SS)*. Lumină reflectată (47 X) (Derriks și Vaes, 1956).

libdat de Mg, care s-a format în urma transformării molibdenitei, asociată cu uraninitul. Monazitul este larg răspîndit, în special în rocile breccifiate. În acest mare zăcămînt Derriks, Vaes (1956) au stabilit următoarele faze de mineralizare: 1) magnezit; 2) uraninit, pirită; 3) molibdenit, monazit, clorit, Se și Te în minerale nedeterminate, în cea mai mare parte substituite de sulfuri de Ni și Co; 4) cuarț și minerale din seria cattierit-vaesit; 5) dolomit; 6) calcopirită; 7) cattierit-vaesit pînă la siegenit, melonit, bornit, digenit, covelină și umangit; 8) minerale secundare.

Această succesiune pe verticală a mineralizației din zăcămîntul Shinkolobwe (fig. II.15) arată o perfectă zonalitate în tot zăcămîntul.

Transformările petrecute în zona de alterare a zăcămîntului au condus la apariția unor noi minerale supergene, în care plumbul este,

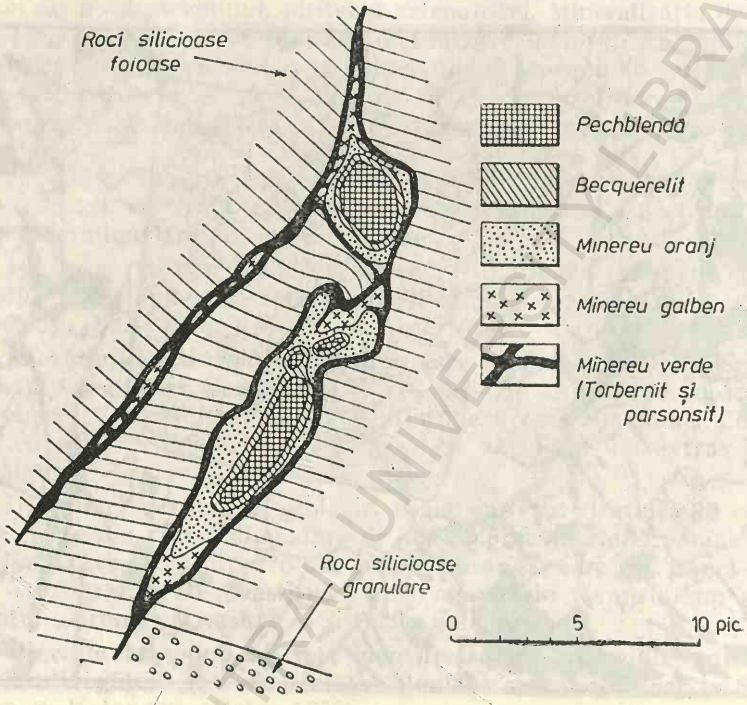



Fig. II.15. Secțiune verticală printr-un filon cu pechblendă de formă lenticulară în care se remarcă zonalitatea pe verticală a mineralelor de U (Shinkolobwe).

probabil, radiogen. Torbernitul și meta-torbernitul, care se găsesc din abundență, s-au depus din soluții la mari distanțe de sursele inițiale. Kasolitul se găsește de preferință în șisturi dolomitice-grafitoase, în timp ce torbernitul s-a depus în golurile și spațiile din dolomitele silicifiate din zona superioară a zăcămîntului. Rocile cu uraniu diseminat sînt puternic silicifiate și au structură cavernoasă.

În zona de alterare superficială a unor filoane se constată minerale secundare depuse sub forma unor mici lentile. Nucleul relict de

uraninit este învelit de zone succesive de minerale negre (becquerelit), portocalii (curit), galbene (schoepit) și verzi (torbernit, parsonsit).

În aceste minereuri secundare de uraniu se deosebesc trei tipuri principale de mineralizații:

1. Mineralizație de culoare neagră. Aceasta este constituită în special din minerale hidratate (becquerelit, ianthinit), într-o măsură mai mică din schoepit, curit, uraninit relict și foarte puțin sklodowskit și uranophan.

2. Mineralizație de culoare galben-portocalie în care curitul este frecvent și constituie uneori mineralul preponderent. Printre mineralele comune este și schoepitul. Mai puțin comune sînt soddyitul și kasolitul. Uranophanul este mult mai frecvent decît în minereurile de culoare neagră. Mineralizația secundară din acest tip corodează și substituie mineralizația de culoare neagră. Varietatea galbenă pînă la verde-galbenă constă din curit cu soddyit sau uranophan, iar cea roșu-portocalie, sau cea roșie conține numai curit sau curit cu kasolit. Atît soddyitul, cît și kasolitul substituie curitul.

3. Mineralizații rubanate (zonale), alcătuite, în special, din fosfați. Lentilele de culoare brună sînt formate, în majoritate, din parsonsit, cele galbene din dewindtit, iar cele verzi din torbernit.

Parageneza mineralelor secundare și raporturile paragenetice dintre ele sînt foarte greu de stabilit, însă la acest zăcămînt ele par să corespundă la patru faze principale de mineralizare:

1. Hidroxizi: a) lanthinit; b) becquerelit, schoepit, curit.
2. Silicați: a) soddyit, kasolit, uranophan, sklodowskit.
3. Fosfați: a) parsonsit; b) dewindtit; c) tornbernit.
4. Hidroxizi recristalizați, în special curit.

Toate fazele de transformare supergenă au avut loc îndeosebi în timpul cînd nivelul apelor freatice era mult mai jos decît cel actual.

Vîrsta cristalelor de uraninit este de aproximativ 630 mil. ani (Precambrian-superior). Sincronizarea mineralizației de Ni—Co—U cu cea de Cu din cadrul aceluiași zăcămînt a fost mult controversată.

Bain (1950) presupune că zăcămintele de uraniu și cupru de la Shinkolobwe au origine comună. Acest punct de vedere este susținut și de Turner (1955). Depunerile din soluții hidrotermale au avut loc în condiții mezotermale. Mineralizația este strîns legată de structurile tectonice. Acestea sînt situate în vecinătatea Republicii Congo, la sud și sud-est de Shinkolobwe, și reprezintă cele mai mari concentrații de acest tip din lume. Mineralizația se prezintă sub forma unor impregnații fine (0,06 mm) de calcopirită, bornit și calcozină, cu mici cantități de pirită și covelină. Cele mai mari concentrații de pechblendă se găsesc în partea marginală a zonei cuprifere. David (1954) arată că în

minereurile hidrotermale se poate manifesta o zonalitate, atît pe orizontală cît și pe verticală, în repartizarea sulfurilor de Fe, Co și Cu.

În Zimbabwe mineralizația se găsește sub forma de filoane mici, dar de calitate mult superioară față de alte zăcăminte din lume. Mineralizația mai apare și sub formă de lentile și corpuri, care intersectează complexul de roci sedimentare.

Aproape toate mineralele de Cu și Co sînt slab radioactive (0,005—0.01% $U_3O_8$), însă în unele locuri, acolo unde mineralizația de cupru este slabă, mineralizația de uraniu este mai mare. Asupra originii acestei mineralizații au existat mai multe păreri. Davidson (1956 b) rămîne însă adeptul ipotezei hidrotermale și insistă cu argumente asupra asemănării asociației geochimice a mineralizației din Zimbabwe cu cea din Shinkolobwe, ca și asupra coincidenței de vîrstă absolută a pechblendei din cele două zăcăminte (612 mil. ani).

**Zăcăminte de pechblendă și pirită (± sulfuri de Pb, Cu, Ag).** Zăcămintele de uraniu de tipul pechblendă asociată cu pirita au o largă răspîndire. Cele mai reprezentative se găsesc în Republica Sud Africană (Witwatersrand), Statele Unite ale Americii (Colorado și Idaho), Canada (Ontario, Saskatchewan), Mexic, America de Sud (Brazilia), Australia (Katherine-Darwin) și Europa (Franța, Germania, Italia) etc.

În *Republica Sud Africană*, minereurile complexe de aur și uraniu sînt localizate într-un orizont de conglomerate, cunoscut sub denumirea de „conglomerate de Witwatersrand", care fac parte din sistemul precambrian, Witwatersrand. Primele date despre existența uraniului în acest complex litologic au apărut în anul 1915. Cooper (1923) a determinat această substanță radioactivă drept uraninit. Anterior, regiunea era cunoscută ca una dintre cele mai bogate și mai productive regiuni aurifere din lume. Astfel, regiunea cu cel mai mare zăcămînt de aur din lume devine una din cele mai mari regiuni producătoare de uraniu pe scară mondială, unde uraniul se extrage ca produs secundar.

În cursul exploatărilor curente s-au găsit uneori și diamante de culoare verde. Se pare că această culoare se datorează în exclusivitate radiațiilor gama.

Complexul precambrian Witwatersrand este divizat în două etaje : etajul inferior (4 800 m grosime) și etajul superior (3 200 m grosime).

Etajul inferior este constituit din alternanțe de cuarțite și argilite, în timp ce etajul superior este numai din cuarțite. Acest din urmă etaj este gazda mai tuturor mineralizațiilor din regiune, care sînt localizate, de preferință, în cele 12 intercalații de conglomerate. Cele mai importante dintre acestea sînt situate în seria Main Bird, care include trei nivele conglomeratice (Main Reef, Main Reef Leader, Smith-Reef). În alte zone mineralizate se găsesc numai unu sau două nivele de conglomerate mineralizate.

Complexul nivelelor mineralizate este străbătut de numeroase dykeuri, dislocate de falii puternice.

Elementele remaniate, grosiere, din conglomerate au dimensiuni de 2,5 cm și reprezintă 70% din masa conglomeratului. Acestea sînt constituite din fragmente de cuarț, cuarțit, jaspuri, porfire cuarțifere, șisturi cu turmalină etc.

Mineralizația din conglomeratele Witwatersrand este reprezentată printr-o masă principală mineralizată, formată în cea mai mare parte din pirită (3—12%), aur, pechblendă, thucolit, cuarț secundar, sericit și cloritoid. Alături de acestea se menționează prezența calcitului, dolomitului, pentlanditului, marcasitei, calcopiritei, blendei, galenei, arseniurilor de Ni-Co (inclusiv nichelină și cobaltină), rutilului, turmalinei și monazitului. Dintre mineralele de origine detritogenă se remarcă cromitul, corindonul, zirconul, platina, osmiridiul și diamantul. Filoanele de cuarț conțin aur, turmalină și sulfuri metalice.

Uraninitul are aceeași repartiție în cadrul zăcămîntului ca și aurul. Aproximativ 60% din minereul extras a permis valorificarea în principal a aurului și apoi a uraniului ca produs secundar. Restul de minereu (20%) reprezintă mineralizații sărace în Au, dar cu conținut de U echivalent cu valoarea conținutului de Au. Unele corpuri de minereu au fost valorificate numai pentru U.

Uraninitul se întîlnește sub formă de granule rotunjite pînă la semicolțuroase, fisurate și parțial brecifiate. Unele granule sînt înconjurate

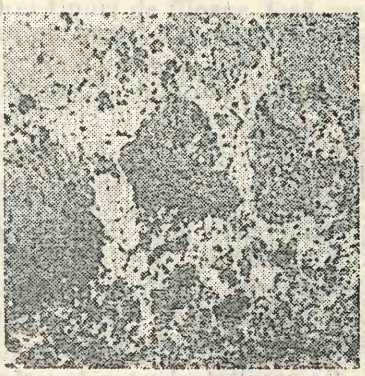


Fig. II.16. Pechblendă care substituie fragmente de cuarț (50 X) (Davidson și Bowie, 1951).

de pirită și mai rar de Au. Mineralele izolate sînt traversate de vinișoare fine de aur, sau galenă și apar asociate cu galena, pirita, skutteruditul și subordonat cu pirotina. Pechblenda substituie cimentul conglomeratelor (fig. II.16), iar uneori chiar fragmentele de cuarț (Davidson, Bowie, 1951).

În zăcămîntul Witwatersrand există concentrații de uraniu legate genetic de substanțe organice (fig. II.17). Acest tip de mineralizație este larg răspîndit în extremitatea vestică a regiunii Rand, sub forma unei intercalații subțiri de substanță organică (thucolit), asociată cu pirită și calcopirită. În unele locuri, substanța organică se găsește pe planele

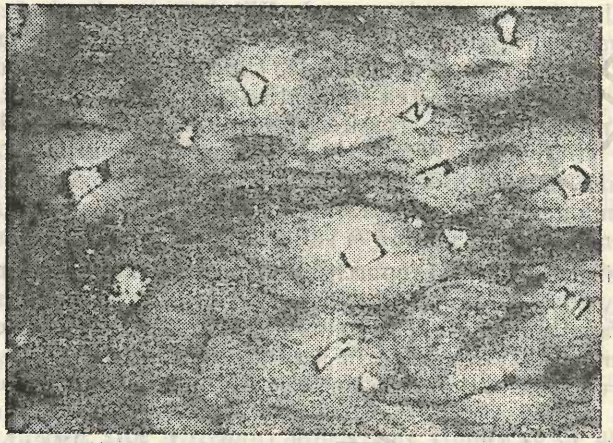


Fig. II.17. Thucolit fibros cu particule de uraninit 250 X (Ramdohr, 1955).

de stratificație sub formă de pete, iar în alte locuri grosimea ei atinge 13 mm.

În mod obișnuit substanța organică este inclusă în masa principală a conglomeratului sub forma unor pungi neregulate în care se pot observa și cristale de sulfuri metalice, aur, cuarț, precum și granule detritogene de pechblendă.

Substanța organică mai formează și unele contururi inelare pe suprafața mineralelor mici de pechblendă. O parte din uraniul din substanța bituminoasă se prezintă sub formă de compus organo-metalic. Determinările de vîrstă absolută au condus la valori diferite. După Horne și Davidson (1955) vîrsta minimă a mineralizării primare este egală cu cca 2 000 mil. ani.

Ca rezultat al unor transformări postume au apărut generații noi de pechblendă cu eliminarea plumbului sub formă de galenă.

În *Statele Unite* ale Americii zăcăminte de uraniu, de tipul pechblendă-pirită se găsesc în statele Colorado și Idaho.

Pechblenda a fost descoperită pentru prima dată în S.U.A. în anul 1871 într-o mină apropiată de Central-City. Zăcămîntul acesta face

parte din zona mineralizată a Munților Coastelor (statul Colorado), și este localizat într-un complex de roci metasedimentare și intrusive de vîrstă precambriană, străbătut de falii alpine, stocuri terțiare și dyke-uri de diferite roci magmatice (Lovering, Goddard, 1950). Printre șisturile cristaline se remarcă prezența gnaiselor biotitice și sillimantice și într-o măsură mai redusă gnaisele calco-silicioase și amfibolitele. Complexul de șisturi metamorfice este cutat, avînd direcția generală a cutelor nord-est, cu ușoare incluziuni pe flancuri.

Rocile intrusive de vîrstă precambriană sînt reprezentate prin monzonite cuarțifere, granite gnaisice, granodiorite granite și pegmatite.

Rocile eruptive de vîrstă terțiară sînt reprezentate prin monzonite, bostonite, granite și granodiorite. Multe dyke-uri de cuarț-bostonite sînt puternic radioactive, fiind în strînsă legătură cu filoanele de pechblendă (Alsdorf, 1916; Phair, 1952).

Concentrațiile de substanțe minerale utile din această zonă sînt reprezentate prin filoane cu mineralizație de aur și argint, alături de care se întîlnesc și minerale de Cu, Pb, Zn și U.

Lungimea filoanelor mineralizate este de zeci pînă la sute de metri, iar grosimea lor medie nu depășește 0,3 m.

Din punct de vedere metalogenetic se deosebesc două tipuri de filoane: filoane cu pirită și filoane cu blendă și galenă. Există și filoane de tip intermediar.

Pechblenda se găsește pe toate cele trei tipuri de filoane, însă concentrațiile cele mai bogate pot fi întîlnite pe filoanele intermediare și cele cu plumb și zinc, dezvoltîndu-se sub formă de cuiburi și lentile.

Pechblenda a fost identificată numai pe filoanele de direcție nord-vest, vest-nord-vest, est și est-nord-est. Filoanele care afectează gnaisul monzonitul cuarțifer și pegmatitele au grosimi mari și mineralizații bogate, iar filoanele care intersectează gnaisul biotitic sînt slab mineralizate sau chiar sterile. Rocile bogate în Ca sau Fe par să fie favorabile depunerii uraniului sub formă de pechblendă în catena Munților Coastelor din Colorado. În unele zăcăminte din această regiune, se întîlnește pechblendă numai în acele zone în care filoanele intersectează roci de compoziție calco-silicioasă cu conținut de granat și sînt silicifiate. Pechblenda este reprezentată prin toate varietățile sale, începînd de la cea cu aspect dur, breccios, colomorf și pînă la cea mată, pulverulentă, microgranulară (fig. II.18). O parte din aceasta este breccifiată și traversată de vinișoare de cuarț. În porțiunile oxidate ale filoanelor, pechblenda este transformată în torbernit, meta-torbernit, autunit, kasolit, dumontit și zippeit. Pechblenda se remarcă printr-un conținut neobișnuit de mare de Zr și Mo, ea fiind prima dintre mineralele separate prin cristalizare.

În zona de supergeneză, meta-torbernitul, care s-a depus probabil din soluțiile încărcate cu Cu și U extrase din filoanele cu pechblendă, substituie amfibolitele și gnaisele cu biotit-cuarț-plagioclaz din apropierea imediată a filoanelor. În alte tipuri de roci, meta-torbernitul nu s-a depus, dar poate fi întîlnit în granite și pegmatite care sînt situate

Fig. II.18. Pechblendă colomorfă cu pirită. Central City, zăcămîntul Wood-Colorado, 44 X.

la oarecari distanțe de filoane, ceea ce demonstrează o redistribuire a uraniului extrem de variată.

De obicei, în zona de contact a filoanelor se deosebește o zonă interioară cu procese de sericitizare și silicifiere și o zonă exterioară de argilitizare cu illit și montmorillonit.

Vîrsta acestei mineralizații variază de la 55—70 mil. ani. Phair susține că soluțiile purtătoare de uraniu formate în adîncime, în timpul ascensiunii lor s-au îmbogățit în uraniu prin solubilizarea și extragerea acestuia din rocile înconjurătoare. Zăcămintele astfel formate nu sînt prea mari, dar se caracterizează printr-un minereu de calitate superioară.

Zăcăminte și mineralizații similare se găsesc și în districtul Jefferson din Colorado localizate de-a lungul unei falii și în unele zone puternic tectonizate din complexul de gnaise cu hornblendă, șisturi biotitice și

pegmatite de vîrstă precambriană. Brecciile cu ciment carbonatic conțin pechblendă, pirită, pirotină, calcopirită, tennantit, bornit, calcozină, blendă, galenă, ankerit, calcit, hematit, cuarț, adular, clorit și baritină. Pechblenda în cea mai mare parte are structură reniformă, iar mineralele secundare de uraniu sînt reprezentate prin uranophan, uranopilit, autunit, torbernit, meta-torbernit, covelină, carbonați de Cu și Fe (limonit).

Concentrații bogate în uraniu se găsesc la intersecția brecciei cu gnaisele granato-biotitice. În șisturile cu muscovit de deasupra orizontului de gnaise cu granat și biotit, în gnaisele cu hornblendă, ca și în cele calco-silicioase, conținuturile de uraniu sînt mai scăzute. Gnaisele cu biotit sînt cele mai favorabile depunerii uraniului, deoarece au un conținut ridicat de Fe, care ajută la precipitarea uraniului din soluții.

În regiunea Golden-Gate-Canyon, mineralizația de uraniu s-a localizat, de regulă, la intersecția faliilor cu orizonturi de gnaise cu hornblendă, bogate în $Fe^2$ (Adams, Stugard, 1956).

În statul Idaho, la cca 16 km nord de regiunea Nort-Fork se întîlnește zona cuarțitelor Belt. Filonul mineralizat din mina Garm-Lamoreaux conține galenă, aur, pirită, cuarț, goethit, torbernit și autunit. S-a constatat și prezența pechblendei ca mineral primar de uraniu (Armstrong, 1954). Analizele chimice efectuate au indicat un conținut de 0,009—0,11% U. Zăcămîntul Moon, situat la nord de Bloshe-Gulch, este de asemenea format dintr-un filon de aur-cuarț cu conținut de torbernit.

În *Canada*, se găsesc zăcăminte mezotermale de tipul pechblendei-pirită, însoțite uneori de sulfuri metalice și metale nobile, în regiunea Montreal-River, provincia Ontario și regiunea Goldfields provincia Saskatchewan.

Zona mineralizată din provincia Ontario este situată pe malul estic al Lacului Superior. Este constituită din granite, granito-gnaise și pegmatite precambriene, în care se găsesc numeroase xenolite de gnaise micacee, șisturi și amfibolite. Toate acestea sînt străbătute de dyke-uri de diabaze și bazalte precum și de curgeri de bazalte.

Numeroase dyke-uri de diabaze, de care este legată genetic mineralizația de uraniu, au direcția vest-nord-vest și foarte rar această direcție se schimbă spre est-nord-est.

În procesul de alterare superficială, diabazele se fisurează permițînd mineralelor de uraniu (pechblendă) fer (hematit) și Ca (calcit) să se depună sub formă de vinișoare și mici lentile la contactul tectonic dintre granite și aceste diabaze. Mineralizația pătrunde în granite pe o distanță de 1,0—1,5 m, și este constituită din pechblendă cu structură colomorfă, pirită și galenă (fig. II.19). Pe numeroase aflorimente se pot vedea mine-

rale secundare de uraniu. Pe unul din perimetrele mineralizate din provincia Ontario, grosimea mineralizației depășește 1 m, iar conținutul variază între 0,034 – 0,037% $U_3O_8$.

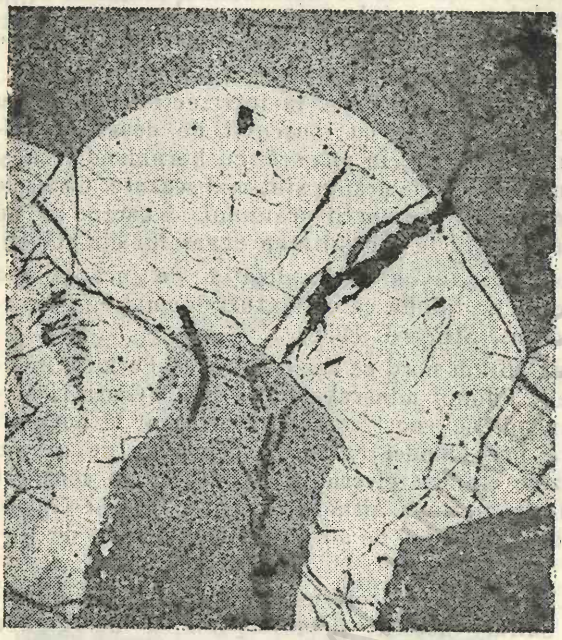


Fig. II.19. Pechblendă colomorfă cu incluziuni de pirită în calcit. Montreal-River, Ontario (44 X).

Nuffield (1956) a ajuns la concluzia că între dyke-urile de diabaze și mineralizația de uraniu există o strînsă legătură genetică. În regiunea Goldfields de pe malul de nord al lacului Athabaska din Saskatchewan, uraniul a fost descoperit de către F. J. Alcock în anul 1935. Înainte de această descoperire regiunea Goldfields era renumită prin exploatările sale de aur. Thucolit a fost descoperit în mina Boks. Aceste informații au servit drept imbold pentru intensificarea lucrărilor de cercetare geologică de mai tîrziu, transformînd această regiune într-un mare furnizor mondial de uraniu.

În regiunea Goldfields se deosebesc două formațiuni geologice de vîrstă precambriană : seria Athabaska și seria Taisin.

Seria Taisin, cu o grosime de 9 000 m, este constituită din roci metasedimentare și subordonat roci metavulcanice. Uneori aceste roci trec în gnaise de injecție, cu xenolite din seria Taisin.

Rocile seriei Taisin sînt intersectate de dyke-uri și silluri de pegmatite și lamprofire de vîrstă postgranitoidă.

Rocile din seria Athabaska sînt slab metamorfozate și faliate. Dyke-urile monzonitice și gabbroice străbat toate rocile din regiune.

Concentrațiile de substanțe minerale utile, în care s-a găsit și pechblendă, sînt localizate, de regulă, pe fisurile și faliile care străbat complexele litologice. Pe aceste structuri mineralizația s-a depus sub formă de filoane lentile, brecie și corpuri brecciforme, precum și sub formă de impregnații.

Frecvent, pechblenda se întîlnește sub formă de mici filonașe, sau vinișoare, asociată cu hematit, calcit, clorit, mici cantități de pirită, calcopirită și galenă.

Alături de pechblendă, Robinson (1955) menționează prezența următoarelor asociații mineralogice: 1) pechblendă-nolanit ($3\,FeO \cdot V_2O_3 \cdot 3\,V_2O_4$); 2) pechblendă-seleniuri de Cu + Pb; 3) pechblendă-arseniuri de Co-Ni-Fe; 4) aur nativ; 5) pechblendă-giesingenit.

Pechblenda are un conținut aproape constant scăzut de Th și pămînturi rare și se caracterizează prin prezența mai multor texturi mineralogice, printre care se remarcă cele colomorfe, anhedrale, pulverulente sau granulare (euhedrale).

O parte din pechblendă colomorfă este breccifiată și recimentată chiar cu pechblendă de tip euhedral. Această pechblendă apare, de obicei, sub formă de structuri rubanate, sau în cea mai mare parte sferolitice, concentrate pe apofize separate sau grupe de apofize. Pe crăpăturile interne din pechblendă se pot vedea minerale de hematit pulverulent, calcit, clorit, sulfuri și chiar pechblendă mai tînără. Zonele exterioare au frecvente concentrații apreciabile de sulfuri, calcit sau aur. Unele granule de pechblendă sînt izolate printr-un strat intermediar de calcit. Acest mineral înlocuiește uneori împreună cu sulfurile polimetalice și părțile centrale ale maselor reniforme de pechblendă.

Pechblenda anhedrală, împreună cu alte minerale asociate, formează cimentul brecciilor filoniene și substituie cristalele de calcit existente pe fețele de clivaj (fig. II.20). O parte importantă din pechblenda de tip anhedral este asociată cu hematit, calcit, calcopirită, pirită și galenă (fig. II.21).

Pechblenda pulverulentă se întîlnește, de regulă, în zăcămintele în care au avut loc procese de alterare superficială. La fel de rar se găsește și pechblendă euhedrală, care se apare mai ales pe cuarțul striat.

Mineralizația de uraniu din regiunea Goldfields, Saskatchewan este mai tînără decît minereurile de aur-cuarț din aceeași regiune.

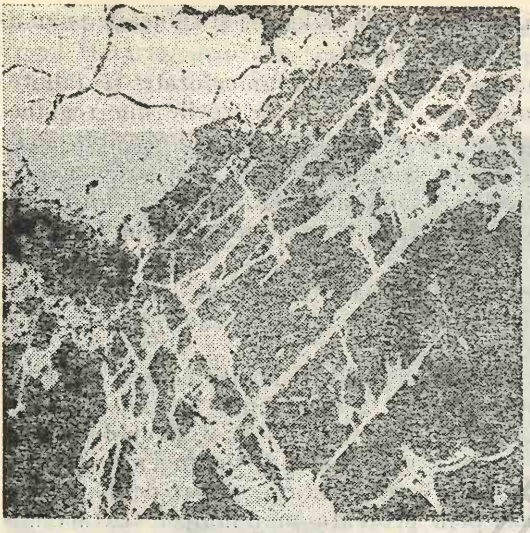


Fig. II.20. Pechblendă de două generații. Prima este corodată de calcit, iar a doua substituie calcitul depus pe fețele de clivaj — Goldfields — Canada (Robinson, 1955).

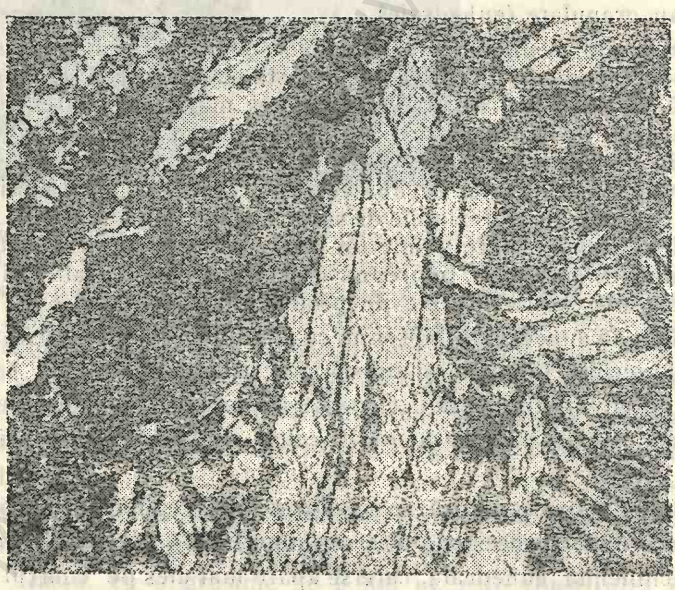


Fig. II.21. Pechblendă microgranulară, clorit și hematit, înlocuind calcitul brecifiat (35 X). Goldfields-Canada (E. Wm. Heinrich, 1958).

În procesul de mineralizare, Robinson (1955 A) deosebește șase faze de depunere a mineralizației, însă în unele zăcăminte, unele din aceste faze lipsesc (fig. II.22).

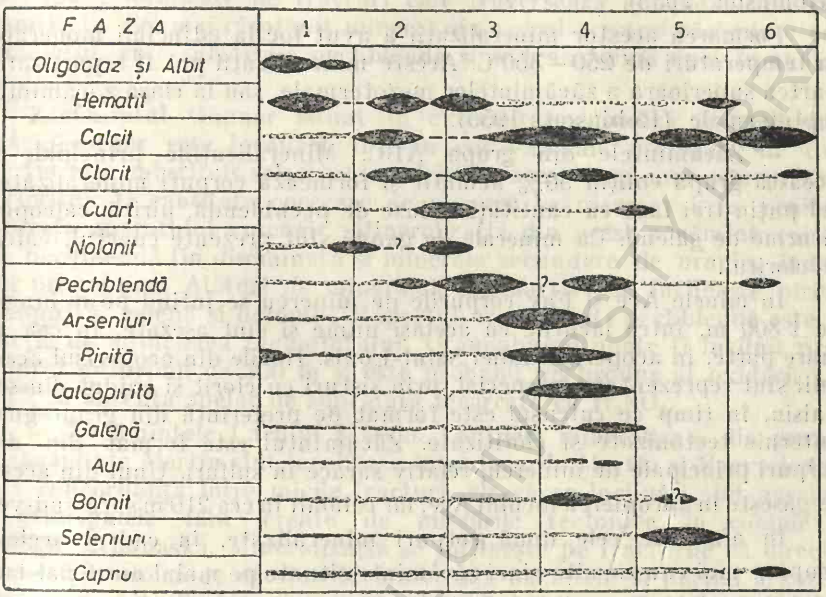



Fig. II.22. Fazele de depunere a mineralizațiilor din zăcămintele regiunii Goldfields-Canada (Robinson, 1955).

Mineralizația de uraniu poate fi urmărită pe verticală pînă la adîncimea de cca 300 m la zăcămîntul Gunnar și pînă la 292 m în zăcămîntul Ace. Printre hidroxizi de uraniu s-a identificat becquerelitul, fourmarieritul, massuyitul, wandendriescheitul, iar dintre carbonați se citează prezența liebigitului și a studtitului. Dintre sulfați se citează zippeitul și uranopilitul, dintre arseniați, meta-zeuneritul, iar dintre vanadați s-a determinat tyuyamunitul. În două zăcăminte se menționează nolanitul. Silicații sînt reprezentați prin cuprosklodowskit, sklodowskit, kasolit și uranophan. Acesta din urmă este principalul mineral de uraniu din cadrul zăcămîntului Gunnar.

Vîrsta absolută a minereurilor de uraniu din regiunea Goldfields Canada variază între 200—1 900 mil. ani. Cele mai multe din determinările izotopice prin metoda U/Pb indică două intervale distincte: 850—950 și 230—350 mil. ani. Intervalul de timp atît de mare în for-

marea acestor mineralizații se explică prin faptul că pechblenda depusă cu 1 900 mil. ani în urmă a fost supusă ulterior unor procese metamorfice îndelungate în care au mai avut loc încă două faze suplimentare de mineralizare. Cea mai tînără dintre acestea este cea paleozoică (Robinson, 1955).

Formarea acestor mineralizații a avut loc la adîncimi moderate și la temperaturi de 250—350°C. Aceste mineralizații pot fi repartizate la partea superioară a zăcămintelor mezotermale, sau la clasa zăcămintelor leptotermale (Robinson, 1955).

— Zăcămintele din grupa ABC. Mineralizațiile principale din această grupă conțin 50% hematit și formează corpuri mineralizate în cel puțin trei faze cu cantități reduse de pechblendă, pirită, calcopirită și urme de galenă. Ca minerale de gangă sînt prezente cuarțul, calcitul și cloritul.

În minele Ace și Fay corpurile de minereu se întind pe o lungime de 1 800 m, între lacurile cu același nume și sînt așezate, în cea mai mare parte, în acoperișul faliei Saint-Louis. Rocile din acoperișul acestei falii sînt reprezentate în special, prin șisturi cu clorit și epidot din seria Taisin, în timp ce culcușul este format de preferință din grano-gnaise puternic tectonizate și cloritizate. Zăcămîntul este format din două corpuri principale de minereu, relativ sărace în sulfuri. Unul din acestea se găsește în apropierea lacului Ace, iar celălalt la cca 210 m spre sud-vest.

În afară de cele două corpuri mineralizate, în cadrul aceleiași grupe se mai cunosc alte cinci zăcăminte situate pe malul nordic al lacului Athabaska, denumite zăcămintele Nicholson. Toate aceste zăcăminte sînt reprezentate prin serii de filoane cu direcția nord-est, traversate de falii care fragmentează mineralizația. Mineralizațiile acestor filoane, sînt constituite din pirită, arseniuri de Ni + Co, argint nativ și sulfuri de argint, aur, nolanit (metale din grupa platinei), tiemanit, sulfuri de cupru, pechblendă, galenă, calcit și dolomit. Într-unul din corpurile mineralizate se întîlnește hisingerit cu incluziuni fine de pechblendă, asociată cu hematit. O parte însemnată din pechblenda periferică este substituită prin thucolit.

La mina Eagle din nordul lacului Beaverlodge, filoanele de pechblendă cu hematit intersectează șisturile epidoto-cloritice din seria Taisin. Ele formează patru zone subparalele cu direcția nord-est. Filoanele cu calcit conțin minerale ca hematit, pirită, calcopirită, bornit și pechblendă. Pechblenda formează apofize, sub formă de granule anhedrale, sau înlocuiește selectiv calcitul zonat.

Filoanele cu cuarț conțin, în special, hematit și pechblendă, care apare, atît sub formă anhedrală cît și euhedrală.

La nord de lacul Hal și puțin mai la est de mina Eagle se întîlnește pechblendă în asociație cu acumulări de seleniuri în trei zăcăminte nu prea mari, localizate pe fracturi care traversează complexul de roci granitizate. Cel mai răspîndit mineral din cadrul acestor zăcăminte este umangitul, care substituie pechblenda și se transformă apoi în chalcomenit.

Zăcămîntul Gunnar situat în extremitatea sudică a peninsulei Krackingstone este localizat într-un coș vulcanic breficiat, în care cuarțul este substituit selectiv de calcit. În acest corp mai este prezent și cloritul. O cantitate oarecare de minereu se găsește și în sienitele limitrofe aparatului vulcanic. Mineralizația din acest zăcămînt constă din pechblendă fin diseminată și minerale secundare de uraniu, îndeosebi uranophan. Alături de mineralele radioactive se întîlnește pirită, calcopirită, galenă și dolomit. Raportul uranophan : pechblendă este în funcție de adîncimea zăcămîntului. Uranophanul poate fi întîlnit pînă în jurul adîncimii de 300 m și este probabil un produs al oxidării „in situ", în absența apelor de suprafață încărcate cu $H_2SO_4$.

— Zăcămintele Lacului Martin. Lentilele mineralizate din grupul de zăcăminte Martin sînt localizate între lacurile Martin și Beaverlodge. Este concordanță între micile fracturi, ale căror înclinări sînt paralele și principalele falii create de mișcările tectonice în complexul litologic Athabaska. Mineralizația se întîlnește pe fracturile cu direcție nord-est, acolo unde acestea intersectează bazaltele și parțial arkozele din regiune. Rocile înconjurătoare sînt hematitizate și carbonatate, iar lentilele mineralizate conțin sulfuri de cupru, seleniuri, cupru nativ, pechblendă (două generații), baritină și calcit (patru generații).

Unul din aceste zăcăminte este la Riks, fiind amplasat spre nord-vest de falia Black-Bay și spre vest-sud-vest de Uranium-City. Mineralizația este localizată în breciile faliei transversale, care afectează zăcămîntul, deosebindu-se două tipuri de mineralizare. Unul din aceste tipuri este reprezentat printr-un sistem de filoane paralele cu calcit-pechblendă a căror grosime variază între 0,30—1,50 m. Aceste filoane au cea mai bogată mineralizație, iar în jurul adîncimii de 90 m se unesc constituind o zonă mineralizată unică, cu grosimea de cca 9 m. Cea mai puternică concentrație de pechblendă se cunoaște la intersecția faliilor dintre pegmatite, și amfibolite. Celălalt tip de mineralizare este reprezentat prin lentile de oligoclaz breccifiat străbătute de vinișoare de calcit-pechblendă și benzi de millonit. Lungimea acestor lentile atinge 135 m, iar grosimea lor maximă este 10,5 m. Pe înclinare pot fi urmărite pe cca 105 m.

Mai la vest de Lacul Black și mai la est de Lacul Athabaska se găsesc zăcămintele Nisto, provincia Saskatchewan. Mineralizația este localizată pe falii și zone de falii în paragnaise și alte șisturi cristalofiliene din seria Taisin, precum și în sillurile și dyke-urile de gabbrouri. Aceste filoane de cuarț conțin pechblendă, calcopirită, galenă, hematit.

Mineralizații de tipul pechblendă-pirită ± sulfuri de Cu, Pb, Ag se cunosc și în Mexic, în partea de est a regiunii Chihuahua (Placer di Guadelupe). Din punct de vedere geologic, regiunea este constituită dintr-o alternanță de șisturi argiloase negre cu gresii și calcare de vîrsta Jurasic-superioară. Acest complex litologic este străbătut de mai multe dyke-uri de andezite porfirice, groase de 1,2—2,4 m. În zona de contact a dyke-urilor cu rocile înconjurătoare se găsesc filoane cuarț-carbonatate mineralizate, a căror grosime variază între 0,20—0,60 m.

Dyke-urile andezitice sînt transformate hidrotermal într-un agregat de sericit, caolinit, cuarț, calcit și pirită. Apofizele unora din filoanele mineralizate străbat dyke-urile și șisturile argiloase. Elementele remaniate din rocile adiacente, existente pe filoane, au fost substituite prin cuarț, calcit și unele minerale metalice, ca pirită, uraninit, aur și mai puțin magnetit și calcopirită.

Uraninitul apare în cadrul zăcămîntului sub formă de granule euhedrale, sau ca agregate ale căror dimensiuni sînt de la microscopice pînă la 2,5 cm diametru. Nucleul mineralelor de uraninit este uneori substituit prin pirită, iar părțile sale exterioare sînt acoperite cu calcit de culoare roză. Uraninitul este aproape întotdeauna însoțit de aur.

Succesiunea de depunere a mineralelor metalice din cadrul acestui zăcămînt este următoarea: pirita, uraninitul și aurul. Deasupra nivelului hidrostatic al regiunii, uraninitul este solubilizat, iar în golurile din care au fost evacuate mineralele primare de uraniu s-au depus aurul și uranophanul.

Uraninitul are un conținut scăzut de thoriu ($ThO_2$ = 0,05%), însă se constată conținuturi mai mari ai oxizilor de pămînturi rare (5—6%). Conținuturile mai mari de aur și uraniu se găsesc pe filoanele bogate în calcit, în timp ce filoanele cuarțifere au conținuturi de U + Au mult mai reduse.

După Wells (1930) vîrsta absolută a uraninitului din Placerul Guadelupei este de 36 mil. ani, ceea ce corespunde Oligocenului inferior.

În *Brazilia* se cunosc zăcăminte aurifere cu conținut de uraniu în regiunea Serra de Jacobina. Aici mineralizațiile sînt localizate în partea de nord și centrală a zonei Bahia, care din punct de vedere geologic este asemănătoare cu formațiunea conglomeratelor Witwatersrand din Africa de Sud (White, 1956). Zona minei Canavieiras din această regiune este constituită din cuarțite, itabirite, șisturi aspidice etc. precum și din

metaconglomerate bazale, atribuite seriei de Jacobina, de vîrstă Precambrian-medie. Această serie este străbătută, la rîndul său, de mai multe dyke-uri, formate preponderent, din roci melanocrate.

Metaconglomeratele de culoare cenuşie, verde sau brună, alcătuiesc strate cu grosimi de 0,2—2 m, constituite din elemente rulate de cuarţ şi zone separate, puternic piritizate, caracterizate printr-un conţinut mai ridicat de aur şi uraniu. Uneori radioactivitatea acestor zone atinge 0,2% eU şi reprezintă, în medie, 0,01% eU. Conţinutul de uraniu creşte proporţional cu creşterea cantităţii de pirită, iar uraniul din acest zăcămînt este reprezentat prin pechblendă, inclusă parţial în pirită. Ca minerale de gangă se menţionează prezenţa cuarţului şi a micelor cromifere. În zonele de alterare superficială, conglomeratele sînt puternic limonitizate, iar uraniul este larg dispersat în masa lor sub forma unor minerale secundare.

Cealaltă varietate de conglomerate, de culoare albă şi macrogranulare, conţin mai puţin aur şi au o radioactivitate foarte scăzută (< 0,01% eU).

În *Australia*, zăcăminte similare se cunosc în regiunea Darwin-Katherine. Mineralizaţiile de uraniu din această regiune au fost descoperite în anul 1949 şi sînt cunoscute sub numele de Rum-jungle. Majoritatea mineralizaţiilor sînt localizate în formaţiunile Precambrianului mediu, seria Broocks-Creek, alcătuită din metaconglomerate, cuarţite, şisturi negre aspirice şi metacalcare recifale, breccioase. Concentraţiile metalifere cele mai importante sînt White şi Dyson şi sînt localizate pe versantul sudic al unui anticlinal, în axa căruia apare un corp granitoid foarte întins (fig. II.23). Corpurile de minereu sînt localizate în complexul litologic metasedimentar cutat din imediata apropiere a granitului, care se caracterizează printr-o oarecare radioactivitate. Rocile mineralizate din acest complex cutat sînt şisturile cărbunoase şi grafitoase şi mai rar brecciile şi metaconglomeratele, în care corpurile mineralizate reprezintă substituiri de-a lungul plantelor de stratificaţie şi a suprafeţelor de clivaj din apropierea intersecţiilor de falii direcţionale cu cele transversale, filonaşe de cuarţ şi substituiri ale zonei breccioase.

Zăcămintele din această regiune se împart în zăcăminte bogate în minerale de cupru şi zăcăminte cu conţinut redus de cupru. Printre mineralele primare din compoziţia zăcămintelor se remarcă bornitul, burnonitul, calcopirita, pirita, uraninitul şi urme de blendă, hematit şi bravoit(?). Calcopirita înlocuieşte uraninitul şi pirita. În apropierea orizonturilor acvifere apar calcozină şi covelină. Minerale secundare se întîlnesc în zona zăcămintelor pînă în jurul adîncimii de 30 m şi sînt reprezentate

prin malachit, pseudomalachit, azurit, dihydrit, oxizi de fier, torbernit și phosphuranylit. În zăcămîntul Dyson, principalul mineral al zonei de oxidație este saléeitul. În această regiune se cunosc cinci zăcăminte

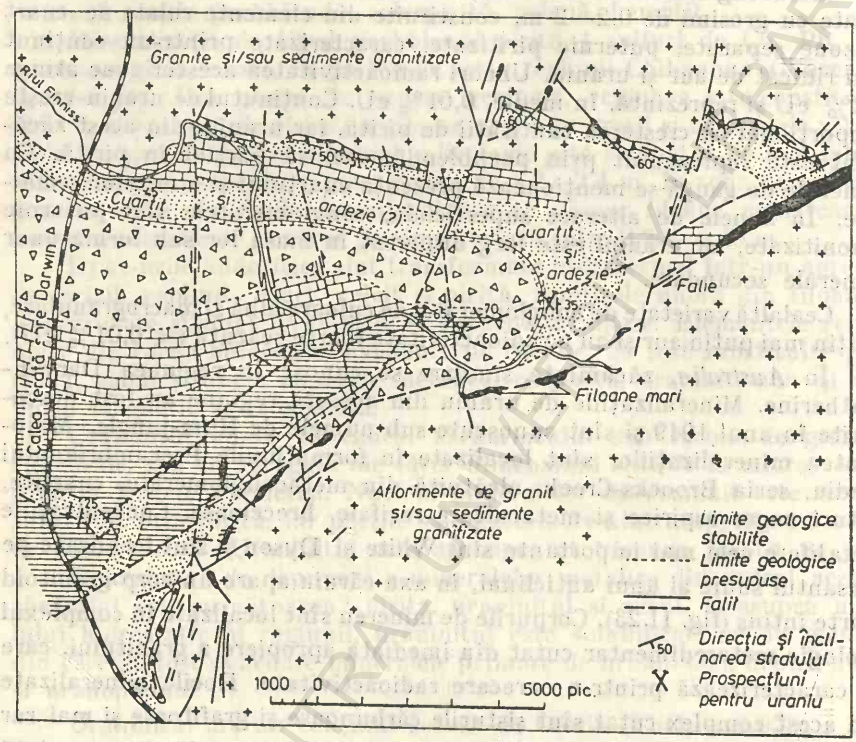



Fig. II.23. Schița regiunii Rum-jungle (Australia).

mai importante, amplasate spre nord-vest de falia Giant-Reef, paralel cu această mare structură, pe o distanță de cca 1 800 m.

Asemenea mineralizații se întîlnesc și în regiunile fluviului South Alligator și Selsbeck (Sullivan, 1955). În această ultimă regiune, mineralizația de saléeit-sklodowskit este localizată în zona de suprafață în timp ce pirita și pechblenda pulverulentă apar la nivelele inferioare ale zăcătului.

În regiunea fluviului South-Alligator, zona mineralizată este paralelă cu falia principală și foarte aproape de zona brecciilor calcaroase. În mina El-Sharana, pechblenda este asociată cu galenă. Aceste mine-

reuri sînt foarte bogate (max. 9% $UO_2$). Doar un singur corp de minereu are o lungime de 105 m şi grosimea medie de 10,5 m.

În zona Fergusson-River, uraninitul se găseşte sub formă de impregnaţii sau mici filonaşe în gnaisele cu muscovit. Acest zăcămînt este tipic mineralizaţiilor de uraniu din granite sau din apropierea acestora. Asociate cu uraninitul se găsesc şi minerale ca pirită, calcopirită, cobaltină (abundentă), löllingit, tennantit, covelină, precum şi urme de enargit şi bismut nativ (Stillwell, 1952).

Minerale secundare de uraniu se găsesc, de preferinţă, în sillurile de roci felsitice, care străbat corpurile de roci vulcanice, mafice, metamorfozate, din jurul faliilor regionale.

În regiunea Edith-River meta-autunitul, torbernitul, apatitul, fluorina, hematitul şi limonitul se găsesc pe filoane subţiri, cuarţifere, parţial breccifiate şi milonitizate. Acestea sînt localizate în partea inferioară a zonei fracturate, în granite gnaisificate pe direcţia est-vest. Pentru această regiune este caracteristică legătura mineralizaţiei de uraniu cu structurile anticlinale faliate pe direcţia nord-est şi cu zonele de intensă zdrobire a rocilor mineralizate.

Paragenezele mineralogice şi chimismul, cît şi natura unor structuri mineralizate sugerează că aceste zăcăminte s-au format în condiţii mezotermale. Se admite, totuşi, părerea că toate mineralele, cu excepţia calcopiritei, s-au depus concomitent cu rocile gazdă şi s-au remobilizat, fie în procesul de sedimentare, fie ca rezultat al tectonicii regionale sau în procesul de pătrundere şi consolidare a magmelor granitice.

Pe continentul european, zăcăminte de pechblendă şi pirită ± sulfuri de Cu, Pb, Zn se cunosc în mai multe state, însă cele mai importante par să fie în Franţa (Margnac), Germania (Weissenstadt — Bavaria), Italia (Cuneo-Lurisia), Turcia etc.

În *Franţa*, zăcămîntul Margnac este situat în vestul Masivului Central din departamentul Limousin. Roubault (1956) susţinea că mineralizaţia de uraniu din acest zăcămînt este total diferită de a celorlalte zăcăminte din această regiune, care sînt precis epitermale.

La Margnac, mineralizaţia de uraniu apare sub formă de impregnaţii de pechblendă în granite complet transformate (metasienite). Mineralul bogat în uraniu are forma unor lentile neregulate, separate prin roci cu conţinut mai scăzut. Ca minerale însoţitoare se menţionează pirită, marcasită, galenă, şi uneori calcit hematitizat. Acolo unde corpurile de minereu aflorează se constată prezenţa mineralelor gummit şi autunit.

În Bavaria, regiunea Weissenstadt era renumită pe vremuri prin producţia sa de staniu. Aici se cunoşteau odinioară şi mineralizaţii de

uraniu (torbernit, autunit) localizate pe fracturile din granitele munților Ficht. În apropierea unei asemenea fracturi cu minerale de torbernit, granitul are o radioactivitate apreciabilă. În afară de mineralele accesorii curente din aceste granite (magnetit, ilmenit, zircon) se mai constată și prezența mineralelor wolframit, arsenopirită, calcopirită, blendă, pirită și cristale euhedrale (pînă la subeuhedrale) de uraninit (0,1—0,3 m/m), cu conținut scăzut de thoriu. Roca conține 9—10 g/t U.

Cercetările ulterioare din această regiune au evidențiat prezența unor filoane de cuarț-torbernit (Kohl, 1954). Torbernitul este deosebit de abundent în zonele de intersecție a faliilor și se continuă pe verticală pînă în jurul adîncimii de 200 m.

În *Italia*, mineralizația de uraniu din regiunea Cuneo-Lurisia se repartizează la trei zone de șisturi clorito-sericitoase, permiene, puternic tectonizate (Nininger, 1954 ; Ippolito, 1956). Aceasta este reprezentată prin filoane și lentile neregulate de cuarț-pirită, localizate preferențial la contactul șisturilor cu cuarțitele din zonă, care sînt legate prin tranziții treptate cu depozitele Triasicului inferior. Lentilele mineralizate mai conțin și calcopirită, hematit, calcit, o substanță cărbunoasă, pechblendă (pulverulentă), torbenit, autunit, uranophan etc. Rocile limitrofe filoanelor sînt caolinizate, piritizate și hematitizate.

Se presupune că mineralizația a fost pusă în loc premetamorfic și că aceasta reprezintă un rezultat al redistribuirii mineralelor primare în timpul procesului de metamorfism (Ippolito et al. 1956).

În Rio-Freds pechblenda se găsește pînă în jurul adîncimii de 10—15 m, sub zona cu autunit. Aproximativ 200 t minereu din acest zăcămînt au un conținut de 2—5% U.

În *Turcia* au fost găsite minerale de uraniu în apropiere de Adrianopole, pe brațul de est al fluviului Maritza, spre sud de granița cu R. P. Bulgaria. Mineralizația este compusă din pechblendă cu calcit, calcopirită, galenă, și puțin argint, torbernit, liebigit, medjidit (sulfat de uraniu), gips și oxizi de fier.

**Zăcăminte de thorit-monazit.** Mineralizații de thoriu tip mezotermal se cunosc în multe zone, însă cele mai cunoscute se găsesc în America de Nord (Montana, Idaho), America de Sud (Brazilia) și Africa (Africa de Sud). Mineralizații filoniene de thoriu, tipic mezotermale, se cunosc și în România.

În *America de Nord*, filoane mineralizate cu thoriu se găsesc în regiunea Luhi-Pass, constituită din roci metasedimentare aparținînd seriei Belt. Filoanele de cupru cu bornit, calcopirită, calcozină, pirită, cuarț hematit, minerale de argint, aur și thorit. Mineralele de oxidație supergenă sînt reprezentate prin limonit, oxizi de mangan, cuprit, azurit și

malachit. Filoanele de cuarț hematit conțin calcedonie, goethit, baritină, thorit și urme de minerale de cupru. În oxizii de fer a fost identificat thorogummit. În unele zăcăminte s-a găsit sporadic monazit și allanit. Goethitul formează pseudomorfoze după siderit.

Umplutura filoniană este fisurată și poroasă. Thoritul se găsește sub formă de minerale prismatice mărunte de culoare roșie-brună, vizibil transformate și care se asociază cu hematit, baritină și limonit. Analizele din 11 zăcăminte arată conținuturi de 0,1—1,2% $ThO_2$; 0,001—0,008% U și cel puțin într-unul din aceste zăcăminte s-a stabilit prezența elementelor din grupa pămînturilor rare (Y, La, Nd).

Filoane de thorit, s-au găsit și în apropiere de Porthell, statul Idaho. Analizele au evidențiat conținuturi de pînă la 8% $ThO_2$, precum și conținuturi importante de Ti, Cu și Ag.

În *America de Sud*, mineralizații de thoriu de tip filonian se găsesc în Brazilia — regiunea Poços de Caldos — din statele Minas Gerais și

Fig. II.24. Caldosit. Poços de Caldos Brazilia, Zircon-baddeleyit microgranular, cuarț microgranular și magnetit 3 X (E. Wm. Heinrich, 1958) :

Sao-Paolo. Minereurile de zircon radioactiv din această regiune, cunoscute sub denumirile de caldasit, zirkit și brazilit, constau practic dintr-un amestec de baddeleyit (fig. II.24). Caldositul se întîlnește sub

formă de filoane şi lentile în rocile alcaline (fig. II.25), material filonian sfărîmat în deluviu şi elemente rulate în depozitele aluvionare. Minereurile de caldasit se caracterizează prin varietatea structurilor. Predomină structurile mamelonare (pînă la reniforme) la suprafaţă şi fibroase rubanate sau microgranulare, masive, la adîncime. Zirconul se întîneşte atît sub formă de granule euhedrale, cît şi ca agregate microcristaline. Minereurile din această regiune aparţin la patru tipuri: de roci radioactive

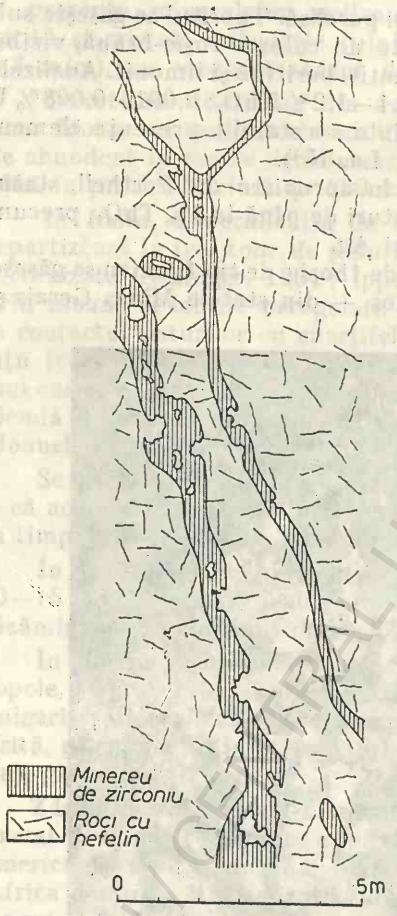



Fig. II.25. Filon de caldasit în sienit nefelinic. Sao-Paolo, Brazilia (Guimaraes, 1948).

*1* — minereu de zircon ; *2* — rocă cu conţinut de nefelin.

1. Roci alcaline.

2. Argile, ca produs rezidual, din alterarea rocilor alcaline. În unele regiuni astfel de argile conţin pînă la 14,34% oxizi ai pămînturilor rare, 2,33% $ThO_2$ şi foarte puţin uraniu.

3. Minereuri de caldasit, care conţin pînă la 1% (rareori pînă la 3% U). Unele minereuri nu conţin U, dar posedă o radioactivitate în limitele a 0,20—1,1% $eU_3O_8$.

4. Minereu magnetic cu filonaşe de bastnäsit şi thorogummit.

Cele mai mari cantităţi de minereu s-au obţinut din depozitele aluvionare.

În *Republica Sud Africană*, la Steen Kamps Kraal a fost descoperit în anul 1960 un mic filon de monazit (Nininger 1954), localizat în granitul precambrian, gnaisificat pe alocuri. Macroscopic masa filoniană este constituită dintr-un material fin granular, colorat de hematit şi din unele minerale supergene de cupru. În rocile gazdă se constată prezenţa cuarţului fumuriu şi a impregnaţiei de monazit. La microscop se vede că masa filoniană este alcătuită din granule mari, corodate şi sericitizate de feldspat, mult cuarţ microgranular, pirită, hematit, monazit şi cantităţi mai mici de apatit, magnetit şi leucoxen (fig. II.26).

Conținutul de monazit din minereu atinge 75%, însă de-a lungul acoperișului filonului scade pînă la 30%. Conținutul de $ThO_2 = 4-5\%$, iar în multe locuri există 5% cupru. S-au identificat și oxizi ai pămînturilor rare. Dintre aceștia predomină La și Nd.

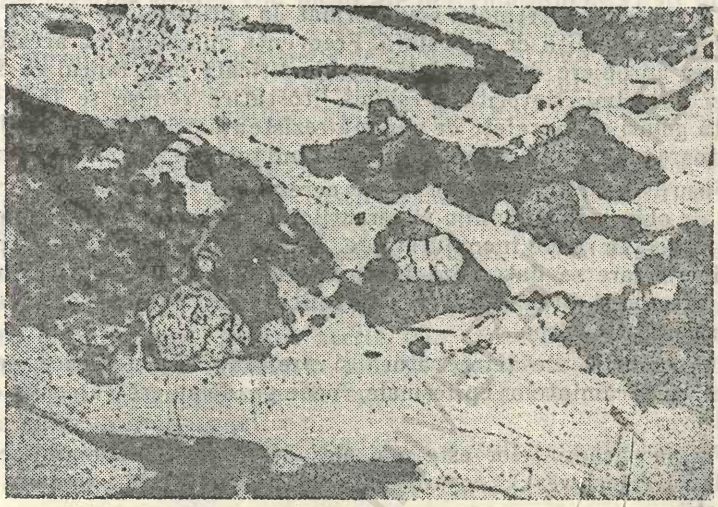


Fig. II.26. Rocă filoniană cu monazit. Zăcămîntul Steen Kamps-Kraal pirită (opacă); monazit (cenușiu închis); apatit (deschis) în matrice de cuarț și feldspat sericitizat (35 X).

## Zăcăminte epitermale

Zăcămintele din această categorie au o largă răspîndire în regiunile cu activitate vulcanică nouă (terțiară) și sînt localizate, de preferință, în andezite, trahite, dacite, riolite, în produsele piroclastice ale acestora, precum și în formațiunile limitrofe (sedimente, roci intrusive și cristalofiliene). Nu este exclusă existența unor astfel de concentrații metalice legate de o activitate vulcanică aparținînd unor fenomene magmatice preterțiare, însă acțiunea agenților externi și mai ales efectele metamorfismului regional au transformat radical aceste substanțe minerale ca și rocile gazdă, încît nimic din caracteristicile primare nu se mai păstrează.

Temperatura de formare a zăcămintelor epitermale este cuprinsă între 200°C (175°C) și 50°C. Între aceste limite se depun și astăzi din izvoarele termale o serie de minerale foarte asemănătoare cu mineralele

și asociațiile mineralogice caracteristice zăcămintelor epitermale. Studiul incluziunilor din mineralele de gangă arată temperaturi de formare cuprinse între 200 și 120°C, iar adularul se formează în jurul a 100°C.

În ceea ce privește presiunea, aceasta este în funcție de adîncimea de formare a mineralelor respective. Din cercetările efectuate a rezultat că zăcămintele epitermale s-au format la adîncimi de cca 1 000 m, sau chiar în condiții de suprafață. Frecvența apreciabilă a acestor zăcăminte în apropiere de suprafață este justificată prin faptul că în jurul acestei adîncimi, datorită presiunii litostatice reduse se formează în scoarță goluri și suprafețe de minimă rezistență prin care soluțiile mineralizatoare pot circula cu ușurință depunînd totodată elementele metalice.

Fisurile și crăpăturile au forme neregulate, iar umplerea lor se termină, de obicei, în salbanda minereurilor propriu-zise, fără a se extinde, decît rareori în rocile înconjurătoare. În general se consideră că procesul de mineralizare se datorează în parte circulației soluțiilor prin aceste fisuri, precum și difuziunii ionilor metalici în rocile din apropierea suprafeței saturate cu apă.

În condițiile de temperatură și presiune caracteristice depunerii și formării zăcămintelor epitermale, rocile gazdă suferă numeroase transformări.

Forma zăcămintelor este mai ales de filoane, întîlnindu-se uneori și volburi (stockwerk), coșuri sau coloane de breccii, precum și impregnații.

În cazul zăcămintelor epitermale, acumulările de radioelemente formează o grupă bine definită în care se deosebesc filoane cuarțifere cu pechblendă și sulfuri metalice, zăcăminte radioactive cu fluorină, cu fluorină și sulfuri metalice, cu fluorină-cuarț și sulfuri metalice, sau zăcăminte de stibiu cu uraniu și zăcăminte cn thoriu.

Uraninitul se întîlnește sub diferite forme, de la granule submicroscopice pînă la mase reniforme, relativ macrogranulare. Are un conținut scăzut de thoriu și pămînturi rare. O parte din uraninit se găsește sub formă pulverulentă (parapechblendă). Această varietate se găsește de obicei, în apropiere de suprafață și dispare cu adîncimea.

Foarte rar se constată și prezența uranothoritului (Jamestown-Colorado) și a coffinitului foarte fin granular (La Baja, Columbia).

Rocile din jurul filoanelor sînt silicifiate, iar argilizarea este un fenomen hidrotermal curent. Sericitizarea și hematitizarea nu sînt caracteristice mineralizațiilor de tip epitermal. În cazuri cu totul izolate, în rocile înconjurătoare se constată prezența unor minerale de neoformație (clorit, alunit, fluorină) în care se găsește și pechblenda diseminată.

Unele filoane au o structură rubanată, iar altele sînt alcătuite din succesiuni de filonașe. Ganga acestor filoane este breccifiată, sau este plină de goluri sau spații libere. Mineralizațiile ocupă, de obicei, aceste goluri și spații libere, sau zonele de breccifiere. Corpurile de minereu au forme de filoane, filoane complexe, volburi, sau stockuri mineralizate.

Mineralizațiile acestea sînt localizate în formațiuni de vîrste diferite, începînd de la Precambrian pînă în terțiar, iar mineralizațiile, cel puțin cele din Europa, sînt legate genetic de soluțiile postmagmatice hercinice, în timp ce în Statele Unite ale Americii, zăcămintele epitermale de uraniu aparțin magmatismului laramic, sau sînt legate de efuziunile acide, de vîrstă terțiară.

Minereuri de calitate superioară formează zăcăminte unice în ceea ce privește volumul de rezerve. Astfel minereurile cu fluorină, propriu-zise, conțin peste 0,1 % U. Corpurile de minereu cele mai bogate sînt localizate în nodurile tectonice și se caracterizează prin variații foarte mari în ce privește înclinarea și direcția filoanelor.

Filoanele echivalente cu thoriu conțin thorit sau thorogummit și foarte puțin uraniu. Pentru aceste mineralizații este caracteristică asociația feldspat, cuarț fumuriu, siderit, fluorină, baritină și hematit.

În cadrul zăcămintelor epitermale de radioelemente se deosebesc următoarele subtipuri genetice :

1. Filoane cuarțifere cu pechblendă și sulfuri metalice.
2. Zăcăminte radioactive cu fluorină.
3. Filoane de stibiu cu conținut de uraniu.
4. Filoane și stockuri thorifere.

**Filoane cuarțifere cu pechblendă și sulfuri metalice.** Acest tip de mineralizații radioactive pare să aibă cea mai largă răspîndire în scoarța terestră. Astfel pe continentul american, în S.U.A. se cunosc mineralizațiile și zăcămintele din statele Montana (concentrate în jurul marelui batolit Boulder), Colorado (Los-Ochos), Nevada (Atlanta) și Texas (Van-Horn), iar în America de Sud sînt de menționat filoanele din regiunea La Baja (Columbia) și zăcămintele din provincia Mendosa, departamentul Las Geras (Argentina).

În Europa, probabil că cea mai mare cantitate din rezervele de uraniu aparțin acestui tip genetic. Asemenea zăcăminte se cunosc în Portugalia, Anglia, Iugoslavia (Macedonia), Franța (Bretagne, Masivul Central și Munții Vosges), Masivul Boemiei etc.

În *Statele Unite ale Americii* se cunosc mineralizații de acest tip în mai multe zăcăminte.

Mineralizația de uraniu din jurul batolitului Boulder-Montana are mai mult o importanță științifică ; numai foarte puține puncte mineralizate sînt exploatate.

Mineralul primar de uraniu din aceste mineralizații este pechblenda, care în unele cazuri înlocuiește parțial sau integral pirita. Minereurile oxidate au foarte multă pechblendă pulverulentă și minerale galbene de uraniu.

Filoanele de calcedonie sînt, în marea lor majoritate, radioactive, însă nu prezintă concentrații de importanță economică, decît foarte puține. Transformările suferite de rocile din culcușul și acoperișul filoanelor se exprimă succesiv prin procese de silicifiere, sericitizare și caolinizare a monzonitelor.

Mineralizația de uraniu este reprezentată prin filonașe cu granule de pechblendă și uranophan, β-uranophan, meta-autunit, meta-torbernit, meta-uranocircit, meta-zeunerit și phosphuranylit (Wright Emerson, 1957). O bună parte din mineralele de uraniu s-a depus de-a lungul liniilor de falii, din apele meteorice. Calcedonia se caracterizează printr-o radioactivitate superioară ; în ea se remarcă, de asemenea, o puternică tendință de concentrare și a altor elemente (Ag, Ni, Co, Fe, Mo, As, Sb, Zn). Există în această regiune filoane de calcedonie cu conținut de uraniu și în rocile vulcanice, breccifiate și metamorfozate la contactul cu batolitul Boulder.

Filoanele de tip argint-plumb-calcedonie conțin de asemenea uraniu. Pe aceste filoane se întîlnește frecvent parageneza : galenă, minerale de argint, pirită, blendă și calcopirită, diseminate în masa filoniană. Pechblenda înlocuiește pirita, calcedonia și blenda.

În statul Colorado (Los Ochos) este cunoscută o mineralizație de pechblendă pulverulentă și granulară cu marcasită, ilsemanit, bornit, calcopirită și calcozină. Ganga acestei mineralizații constă din cuarț, calcedonie și o cantitate mai mică de alunit și baritină. Mineralele secundare sînt reprezentate prin uranophan, autunit și mai rar torbernit. Acest zăcămînt este amplasat pe o fractură de direcție est-vest, într-o zonă paralelă cu contactul dintre granit precambrian și gresiile formațiunii Morrison. Mineralizația trece din granitele precambriene în depozitele formațiunii Morrison. Argilitele din jurul zonei mineralizate, gresiile și granitele sînt puternic silicifiate și caolinizate.

În Nevada există o breccie silicifiată ale cărei elemente sînt constituite din fragmente de porfir riolitic și dolomite, în care s-a găsit uranophan, hematit, argilă, cuarț, opal, calcit și baritină. În această breccie s-a constatat prezența unor fisuri pe care s-au găsit numeroase cristale de uranophan, autunit și chiar uraninit (Sharp, 1958).

În Texas, într-un complex de șisturi și calcare cristaline din regiunea Van-Horn s-au identificat carnotit, sulfuri de cupru, pirită și cuarț localizate pe un sistem de falii de direcții nord-sud (Everhart, 1956 B)

În *Columbia*, filoane cu conținut de uraniu se întîlnesc în regiunea La-Baja, în bazinul fluviului cu același nume, unde se cunosc trei grupe de zăcăminte : San Celestino, San-Antonio-Pie de Gallo și Las Animas-San Cristobal.

Filcanele de cuarț din această regiune străbat un masiv leucogranitic hipoabisal, parțial porfiric și conțin o mineralizație constituită din hematit, pirită, calcopirită, bornit, calcozină, blendă, galenă și tetraedrit cu conținut de argint. Secundar mai pot fi întîlnite minerale ca : magnetit, ilmenit, feldspat, zircon și alunit. Alături de toate acestea, în cuarțul filonian se găsesc incluziuni foarte fine de uraninit, coffinit, radiobaritină și multe minerale secundare de uraniu.

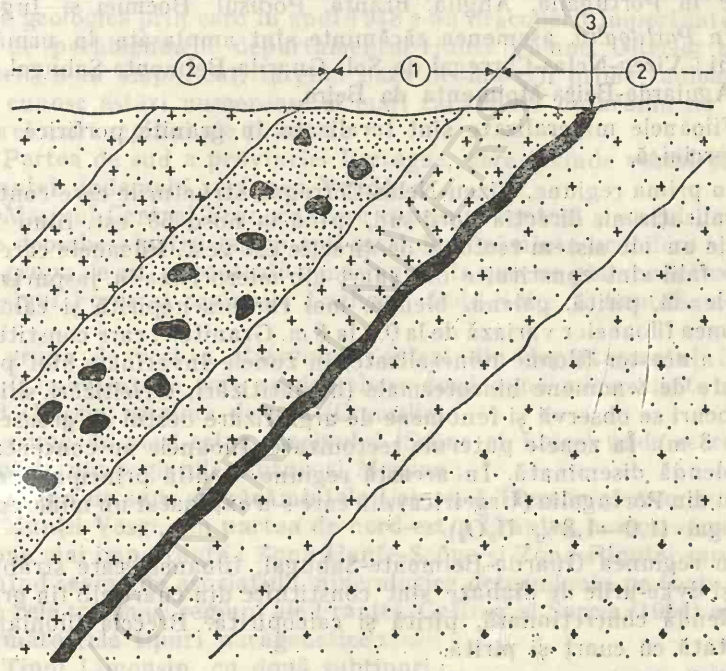



Fig. II.27. Secțiune transversală prin filonul San Celestino-La Baja, Columbia (Bueno, 1955) :

*1* — zona centrală a breciei cu cuarț, uraniu și sulfuri ; *2* — fragmente de porfire cu conținut redus, sau lipsite de uraniu, cu mult aur și argint ; *3* — filoane de cuarț cu uraniu.

Mineralizația se localizează, de obicei, pe falii și zone breccifiate, fiind permanent însoțită de unele procese hidrotermale, ca sericitizarea, alunitizarea (fig. II.27). Aceste tipuri de filoane sînt tipice mineralizațiilor

de tranziție, de la cele mezotermale spre epitermale. În grupul de zăcăminte San-Celestino, filonul de cuarț cu uraniu are conținut de 0,22% $U_3O_8$, iar aceleași filoane din San-Cristobal-Las-Animos au 0,04—0,10% $U_3O_8$.

În *Argentina*, filoane cuarțifere cu uraniu și sulfuri metalice se găsesc la 17 km vest de Mendosa. Mineralizațiile din această zonă sînt constituite din mai multe filoane paralele pe care s-a identificat pechblenda prinsă în mineralele de gangă (cuarț, calcit, pirită, magnetit). Mineralele secundare sînt reprezentate prin schröckingerit, meta-autunit, phosphuranylit, gips, carbonați de Cu și oxizi de Mn + Fe.

În Europa, mineralizații de tipul pechblendă și sulfuri metalice se găsesc în Portugalia, Anglia, Franța, Podișul Boemiei și Iugoslavia.

În *Portugalia*, asemenea zăcăminte sînt amplasate în următoarele regiuni: Vizeu-Nelas-Carregal do Sol, Guarda-Belmonte-Sabugal, Trancoso-Aguiarda-Beira-Moimenta da Beira.

Filoanele mineralizate sînt localizate în granite porfirice de vîrstă hercinică.

În prima regiune, Vizeu-Nelas-Corregal, structurile care controlează mineralizația au direcția nord-sud, pînă la nord 60° est, fiind însoțite apoi de un alt sistem tectonic de direcție est-vest. Filoanele care umplu aceste falii sînt constituite din cuarț alb microcristalin, jaspuri roșcate, pechblendă, pirită, galenă, blendă, mai rar arsenopirită și calcopirită. Grosimea filoanelor variază de la 0,5 la 8 m. Granitele, care constituie roca gazdă a acestor filoane mineralizate, în zonele învecinate sînt puternic afectate de fenomene hidrotermale (hematitizări, sericitizări, silicifieri). Pe alocuri se observă și fenomene de argilitizare destul de groase uneori (peste 3 m). În zonele puternic tectonizate, filoanele au concentrații de pechblendă diseminată. În această regiune se află principala mină de uraniu din Portugalia (Urgeirica) din care s-a exploatat un minereu destul de bogat (1,0—1,8% $U_3O_8$).

În regiunea Guarda-Belmonte-Sabugal, filoanele care străbat granitul și dyke-urile de diabaze sînt constituite din cuarț alb fin granular, pechblendă concreționară, pirită și calcopirită. Breccia filoniană este cimentată cu cuarț și pirită.

Zăcămintele din grupa Beira se prezintă sau ca minereuri de impregnație sau sînt localizate pe filoane brecifiate constituite din cuarț alb și negru cu pechblendă sferolitică, depusă pe micile fisuri din masa cuarțului și în geode, și sub formă de concrețiuni pulverulente. Concentrațiile cele mai bogate de uraniu se găsesc, și aici, ca mai pretudindeni, la intersecția filoanelor, ca și la contactul acestora cu unele complexe litologice din culcușul sau acoperișul lor. Ele sînt raportate la grupul de mineralizații epitermal-silicioase și au, probabil, vîrsta alpină.

Filoanele sînt puternic oxidate la adîncimi (95 m). Prin procese de oxidare superficială au luat naştere numeroase minerale secundare de uraniu (autunit, meta-autunit, subugalit, saleeit, phosphuranylit, torbernit, uranophan, sulfaţi, hidroxizi etc.).

În Franţa se cunosc cele mai mari concentraţii de uraniu de tip epitermal. În această ţară mineralizaţia de uraniu a fost cunoscută din anul 1800, cînd uraniul a fost identificat ca element în autunitul din Saint Symphorien de Marmayn, foarte aproape de localitatea Autun. La începutul secolului XX, după ce s-a descoperit radiul, în Franţa a început exploatarea unor zăcăminte de fosfaţi de uraniu, iar înainte de anul 1932 au fost descoperite şi alte zăcăminte radioactive. Imediat după cel de al doilea război mondial au început lucrări sistematice de prospecţiune geologică prin care în anul 1948 s-au descoperit importante acumulări de pechblendă în departamentul Haute Vienne. Ulterior aceste descoperiri s-au amplificat, lărgind baza de materii prime radioactive.

Se cunosc astăzi numeroase şi mari zăcăminte de uraniu de acest tip în trei mari regiuni ale Franţei :

1. Partea de sud a provinciei Bretagne, care include vestul şi centrul Franţei, îndeosebi regiunea Vendée ;

2. Masivul Central Francez, care cuprinde centrul şi sudul Franţei, unde se deosebesc patru grupe mai mari de zăcăminte uranifere :

a) grupa de est şi centrală a masivului, în care se găsesc zăcămintele din masivul Forez şi regiunile Lacheau, Bois-Noire şi Sant-Remy sur Durrol ;

b) grupa de vest a Masivului Central din departamentul Haute Vienne (Limousin), în care se deosebesc două zone mineralizate : zona de nord (Bessin) şi zona de sud (Crousille) ;

c) grupa de nord-est a masivului (Saône et Loire) unde se cunosc zăcămintele din regiunile Autun şi Morvan ;

d) grupa de sud, cu zăcămintele Losere, L'Hereau şi Averon.

3. Munţii Vosgi, din partea de nord-est a Franţei, în care se cunosc două zone mai importante : Zona Haute-Saône şi Zona Rinului superior.

Ţinînd seama de asociaţiile mineralogice determinate pe toate filoanele din cele trei mari regiuni ale Franţei, Geffroy şi Sarcia (1954) au stabilit următoarele tipuri paragenetice :

1. Tipul Limousin, cu două subtipuri :

a) pechblendă masivă, puţin cuarţ, iar ca mineral accesoriu blendă. Filoanele aparţinînd acestui subtip paragenetic au de obicei structură rubanată. Rocile înconjurătoare sînt slab argilitizate, iar contactul acestora cu filoanele este destul de net ;

b) pechblendă mai puţin macroscopică, cuarţ criptocristalin foarte abundent, sporadic fluorină, pirită diseminată. Textură brecciformă. Rocile de la contactul filoanelor sînt puternic silicifiate.

2. Tipul Forez, cu două subtipuri:

a) pechblendă filoniană într-o masă compusă din cuarţ hematitizat, cu aspect de calcedonie şi pirită;

b) subtipul parsonsitic.

3. Tipul nord-estic al Masivului Central:

a) filoane subţiri cu pechblendă inclusă în masa filoniană constituită preponderent din fluorină, cuarţ roşu criptocristalin, baritină, granule microscopice de blendă, galenă, pirită şi calcopirită (uneori apare din abundenţă hematit);

b) filoane groase de cuarţ roşu criptocristalin cu fluorină şi uneori sulfuri de Zn, Pb, Fe, Cu. Pechblenda este diseminată în masa cuarţului.

În regiunea Vendée, tipul de filoane cu fluorină din nord-estul Masivului Central este reprezentativ pentru zăcămîntul l'Ecarpier, iar tipul cuarţ-pirită din Forez poate fi întîlnit în zăcămîntul La Chapelle-Largeau.

Regiunea Vendée este cea mai importantă în ceea ce priveşte producţia de uraniu. Mineralizaţia de aici este legată genetic de granitoidul de Mortagne, fiind localizată în exocontactul acestuia (în rocile metamorfice din imediata apropiere). Mineralizaţia este de tip filonian şi este reprezentată atît prin tipul fluorinic, cît şi prin cel silicios.

Principalul zăcămînt este l'Ecarpier, format din şapte filoane fluorinice, localizate la contactul corpului granitoid cu amfibolitele. Filoanele au fluorină neagră, calcedonie şi vinişoare de pechblendă de-a lungul contactelor dintre zonele cu cuarţ şi cele cu fluorină. Cantitatea de pirită creşte în raport direct cu cantitatea de pechblendă. Minereul conţine 0,5–2,0% U.

Tipul filoanelor cu silice este reprezentat prin grupa zăcămintelor La Chapelle-Largeau şi filoanele din grupa Le Gerbier.

Zăcămintele din grupa La Chapelle-Largeau sînt reprezentate prin filoane de cuarţ breccifiat, localizate în granite şi orientate nord-nord-vest. Pe acestea s-au identificat pechblenda, pirita, marcasită, galena şi minerale secundare de uraniu. Zăcămîntul Beler este localizat într-o zonă puternic sfărîmată şi apoi silicifiată, care a fost mineralizată pînă în jurul adîncimii de 100 m.

Zăcămintele din regiunea Limousin sînt localizate tot în granite. Zăcămintele se împart în două grupe: grupa de nord (Bessin) şi grupa de sud (Crousille). Multe zăcăminte din grupa de sud sînt amplasate pe structuri tectonice perpendiculare pe direcţia dyke-urilor de lamprofire. Zăcămintele din grupa Bessin sînt localizate pe falii, sau zone de falii. Lucrările de cercetare geologică efectuate pînă în jurul adîncimii de 65 m au pus în evidenţă filoane cu cuarţ, pirită, marcasită, galenă,

calcopirită, covelină și calcit mai nou. Mineralele radioactive sînt reprezentate prin pechblendă sferolitică și pulverulentă, gummite și autunit. Roca gazdă (granitul) din jurul filoanelor este puternic argilizată.

Zăcămintele din grupa de sud (La Crousille) sînt localizate pe falii care intersectează trei dyke-uri lamprofirice, localizate în corpul granitoid cu structură macrogranulară. Mineralizația industrială este localizată pe trei filoane principale :

— Filonul Henriette se caracterizează printr-o mineralizație de pechblendă masivă cu pirită dintr-o generație mai tînără, marcasită și concentrații locale, nu prea mari, de bismutină, blendă, galenă, löllingit, calcopirită, bornit, calcozină și covelină. Pechblenda apare sub formă de sferolite cu diametrul de cîțiva centimetri sau ca agregate reniforme. Uneori este traversată de filonașe umplute cu sulfuri de fier. Corpul de minereu are uneori structură rubanată. Pechblenda reniformă este localizată de-a lungul salbandelor, iar peste ea se găsesc sulfuri de fier sub formă de concrețiuni, sau de mici plaje.

— Zăcămîntul Le Sagne este format, de asemenea din trei fascicule de filoane. Filonul central de cuarț-fluorină este breccifiat și flancat la nord și la sud de mici lentile. Lentilele nordice sînt constituite din pechblendă, pirită, marcasită, covelină și unele minerale de alterare superficială (gummit, autunit, limonit), iar cele sudice, care sînt foarte subțiri, constau din pechblendă, pirită, marcasită, covelină și fluorină.

— În nord-estul Masivului Central, mineralizația de uraniu se caracterizează prin prezența unor minerale formate în condiții de joasă temperatură. Acestea se găsesc, mai cu seamă, în regiunile Autun și Morvan. Cele două zăcăminte (La Faye, Le Verneuil) concordă cu faliile din faciesul granitic din estul batolitului Luisy. Filoanele acestor zăcăminte sînt constituite din calcedonie și fluorină cu pechblendă diseminată. În zăcămîntul La Faye se mai poate observa și prezența piritei, marcasitei, hematitului, precum și urme de galenă, blendă, covelină și calcopirită. Spre suprafață predomină autunitul și kasolitul, iar pe măsură ce filoanele se adîncesc apare pechblenda (masivă sau pulverulentă) și sulfurile.

— Zăcămîntul Verneuil este reprezentat printr-un filon cu cădere spre est. Acesta este format din cuarț (două generații), fluorină, sulfuri metalice și pechblendă.

În nord-estul Masivului Central (Saône et Loire) se găsește zăcămîntul Beauseau, reprezentat printr-un filon de fluorină-pechblendă, cu limonit, gummit, autunit, uranophan, pirită, galenă și baritină. Mineralizația de fluorină conține pînă la 1% U, sub formă de pechblendă fin diseminată. Filonul are o structură rubanată, fiind consti-

tuit din depuneri succesive de cuarţ, fluorină, pechblendă cu benzi de fluorină purpurie, cuarţ feruginos şi puţin dolomit cu calcit în exces.

— În partea de est şi centrală a Masivului Central (Forez) se cunosc multe zone cu filoane mineralizate. Printre acestea se află şi cîmpul filonian Lacheau, unde se întîlnesc filoane de calcedonie-pechblendă de Bigay şi Gurman.

— Filonul Bigay este localizat în granite şi pe el se constată prezenţa pechblendei sferolitice, străbătute de mici filonaşe de cuarţ, sau este substituită zonal de acesta. În parageneza acestora se mai poate constata prezenţa unor sulfuri complexe asociate cu cuarţ fumuriu, hematit, covelină şi opal.

— Spre nord-est de filonul Lacheau, în zona Bois-Noire, mineralizaţia de uraniu se localizează de-a lungul versantului estic al masivului de granit, delimitat atît la est cît şi la vest de falii cu caracter regional. În această zonă se cunosc mai multe zăcăminte, printre care cel mai important este Limousat. Acesta este format dintr-o lentilă de breccie microgranitică, cu lungimea de 150 m şi grosimea pînă la 25 m, delimitat de două falii. Breccia, silificată şi piritizată, conţine în cimentul său sferolite de pechblendă precum şi pechblendă sub formă de benzi în cuarţul hematitizat, galenă, calcopirită, covelină şi marcasită. În zona superficială a zăcămîntului se întîlneşte din abundenţă torbernit, autunit, ianthinit etc. La est de Limouset se găseşte zăcămîntul Saint Prierre, caracterizat printr-o puternică zonă silicifiată, cu conţinut de uraniu.

Corpul cel mai mare de minereu este localizat într-o zonă cu un granit breccifiat, silicifiat şi sericitizat străbătut de vinişoare de cuarţ, pirită şi pechblendă. Pe unele vinişoare, pechblenda se găseşte împreună cu mineralele de salbandă. La nivelele superioare se găsesc din abundenţă minerale ca autunit şi torbernit.

Filonul de cuarţ-carbonat are o structură rubanată şi conţine pechblendă sferolitică, pirită, marcasită, calcopirită, galenă şi hematit.

— În sudul Masivului Central, în departamentele Losère şi Hérault se găsesc mai multe filoane de dimensiuni reduse, constituite din mici fisuri umplute cu pechblendă, sulfuri metalice, cuarţ, baritină şi carbonaţi.

În *Iugoslavia* se cunosc mineralizaţii de uraniu de tip epitermal, în partea de nord-est a Macedoniei, în filoane de Pb-Zn care intersectează curgeri şi tufuri andezitice şi dacitice propilizate, de vîrstă oligocenă (pînă la pliocenă). În compoziţia mineralogică a minereurilor de Pb şi Zn mai intră pirită, arsenopirită, galenă, blendă, sulfuri de

cupru, alabandină și sulfuri de Pb și Ag. Ganga acestor filoane este constituită din cuarț, baritină și carbonați (siderit, calcit, rodocrozit). Pe aceste filoane au fost identificate unele aglomerări de pechblendă, repartizate neuniform, care de obicei sînt asociate cu cuarț cenușiu-brun.

**Zăcăminte radioactive cu fluorină.** Majoritatea zăcămintelor industriale de fluorină se formează în partea superioară a zonei epitermale, în timp ce zăcămintele de minereuri de fluorină radioactivă se găsesc, de obicei, în părțile inferioare sau mediane ale aceleiași zone (Gabelman, 1955).

Asocierea fluorinei cu diferite minerale din grupa pămînturilor rare, ca și cu uraniu și thoriu din pegmatite a fost remarcată de Heinrich (1948).

Fluorină cu uraninit se cunoaște pe „filoanele dyke-uri" din Wilberforce-Ontario — Canada, unde fluorina este larg răspîndită și ca mineral accesoriu pe filoanele sulfuroase cu conținut de uraniu de tipul celor cu pirită, galenă și Ni-Co-Ag.

Aproape toate zăcămintele filoniene cu pechblendă conțin fluorină, însă majoritatea zăcămintelor industriale de fluorină nu au uraniu.

Funcție de asociațiile mineralogice, în subtipul genetic de zăcăminte radioactive cu fluorină se deosebesc zăcăminte masive și filoane.

a. Zăcăminte masive de fluorină. Aceste concentrații se caracterizează prin prezența unor cantități nu prea mari de calcedonie, calcit, dolomit, baritină, minerale argiloase și oxizi de mangan.

În SUA (statul Utah) se cunosc filoane și stockuri de fluorină cu conținut de uraniu pe o suprafață de cca 320 km$^2$, în partea de vest a catenei Thomas. Corpurile de minereu traversează un masiv dolomitic a cărui vîrstă este siluriană sau ordoviciană (?). Cîteva din aceste zăcăminte sînt localizate în porfire riolitice.

Din punct de vedere mineralogic, minereurile din regiunea Thomas (statul Utah) conțin fluorină albă și purpurie, cu structură granulară și pulverulentă. În parageneză cu acestea se găsesc și minerale argiloase, calcit, dolomit, cuarț, opal și uneori carnotit. Unele zăcăminte din dolomite au și silicați de uraniu.

Conținutul de uraniu din minereuri variază între 0,003 și 0,33%. Unele stock-uri, în afară de uraniu, conțin mult vanadiu (de 2,5—6,5 ori mai mult decît carnotitul). În zona de oxidație a zăcămintelor, datorită proceselor de concentrare, conținutul de uraniu crește simțitor. Din această cauză, la nivelele superioare ale zăcămintelor se găsesc cele mai multe minerale de uraniu. Cea mai mare parte a uraniului se găsește sub formă unor minerale invizibile macroscopic, sau sub formă izomorfă în fluorină substituind ionii de Ca din acest mineral.

Riolitele cu topaz din vestul catenei Thomas au şi ele conţinuturi de uraniu.

În statul Utah se mai cunoaşte zăcămîntul Monarch (Staats) şi mineralizaţiile din Honeycomb Hiils.

Mineralizaţii similare se găsesc şi în statele Nevada şi Arizona.

În *Argentina* este cunoscut zăcămîntul Marguesa din provincia San-Louis, unde fluorina de culoare verde şi albastră este localizată pe filoane de granit sau cimentează breccia granitică din această provincie. Aceste minereuri sînt slab radioactive.

Uranophanul dintr-un filon acoperă pereţii fisurilor şi fragmentelor de granit pe o lăţime de cca 0,50 m. Conţinutul de $U_3O_8$ este de 0,3—0,5%.

În *Franţa*, de asemenea, există multe zone mineralizate unde fluorina formează zăcăminte proprii, sau zăcăminte cu conţinut de uraniu. Cele mai multe din acestea se găsesc în Masivul Central Francez.

Printre mineralele primare de uraniu se menţionează pechblendă fin diseminată şi uranothorit sub formă de mici filonaşe. Dintre mineralele secundare de uraniu predomină autunitul şi torbernitul.

Asemenea zăcăminte se cunosc în foarte multe state ale lumii, încă cele mai reprezentative se află în SUA (Colorado, California), Canada (Columbia Britanică) şi Franţa (Masivul Central). Pechblendă şi uranothorit se găsesc şi într-o breccie cu fluorină din regiunea Jamestowne (Colorado).

În *Statele Unite ale Americii*, filoane de fluorină cu sulfuri metalice se întîlnesc în zăcămintele Miracle şi Kergon din California de sud şi centrală, unde mineralele radioactive cele mai răspîndite sînt autunitul şi torbernitul.

Zăcămîntul Kergon este localizat într-un granit biotitic pe fracturi de direcţie nord-vest. Ganga filoniană conţine 1,1% fluorină, 1,08% $U_3O_8$ şi 1,84% Mo. Molibdenul se prezintă sub forma unui molibdat solubil, iar cantitatea de pechblendă pulverulentă creşte cu adîncimea.

Mineralizaţii asemănătoare se găsesc şi în districtul Kern, unde minerale secundare de uraniu cu limonit şi fluorină acoperă pereţii faliilor, ca şi suprafeţele de stratificaţie ale depozitelor pliocene.

În *Canada* se cunosc filoane de fluorină cu sulfaţi metalici în zăcămîntul Rexspar (Columbia Britanică). Mineralizaţia este alcătuită din pirită (5—20%), pechblendă fin diseminată şi uranothorit. Alături de aceste minerale principale se mai poate găsi celestină, albit, carbonaţi şi unele minerale accesorii ca zircon, monazit şi rutil. În zona de oxidare a zăcămîntului se găsesc frecvent minerale secundare de uraniu. Sînt prezente de asemenea şi elemente din grupa pămînturilor rare

(Ce, La, Y) și Th, a căror valorificare complexă contribuie la reducerea prețului de cost pe tona de minereu.

Numeroase zăcăminte de uraniu din *Franța* (Masivul Central) sînt legate de prezența filoanelor cu fluorină radioactivă. Printre acestea se menționează zăcămintele din partea de sud-est și nord a departamentului Haute-Vienne, unde mineralizația este reprezentată prin fluorină-antozonit cu oxizi negri de uraniu, baritină, pirită și marcasită. Minereul are aspect brecciform cu resturi de granulit și baritină înglobate într-un ciment cu fluorină și sulfuri polimetalice. În adîncime antozonitul dispare în favoarea unei fluorine de culoare violetă, care nu mai este radioactivă

b. Filoane de fluorină, cuarț și sulfuri metalice. Aceste zăcăminte se găsesc, de obicei, în jurul sau chiar în interiorul corpurilor de roci intrusive. Ele se caracterizează prin abundența cuarțului cu fluorină verde pînă la purpurie, sub forma de mici lentile sau filonașe, uneori numai ca filonașe de pirită, galenă, blendă, calcopirită, sau geode umplute cu minerale din această parageneză. Pechblenda fin granulară sau unele minerale de thoriu (thorianit) determină, în cea mai mare parte, radioactivitatea acestor mineralizații. Mineralele secundare de uraniu sînt reprezentate prin sklodowskit, uranocircit, soddyit, kasolit, autunit, thorianit, uranophan, sulfați de uraniu, alți sulfați etc.

Zăcăminte de tipul filoanelor de fluorină-cuarț-sulfuri sînt mai puțin răspîndite, însă cele mai interesante se găsesc în S.U.A. (Utah, Montana, Wyoming, Arizona, Nevada, New-Mexic) și în R.F.G. (Bavaria)

Zona mineralizată Marysville din statul Utah are cele mai reprezentative filoane mineralizate. Cea mai mare parte din filoanele mineralizate sînt localizate pe falii care sînt umplute cu calcedonie sau cuarț macrogranular, cu o cantitate apreciabilă de fluorină, adular și hematit. Se semnalează și prezența pechblendei. Într-un asemenea tip de zăcămînt, conținutul de fluorină scade proporțional cu adîncimea. Pechblenda și mineralele galbene de uraniu sînt strîns asociate cu fluorina de culoare purpurie-închisă și cu jordizitul. Pechblenda formează filonașe, stockwerkuri și unele forme neregulate în cimentul breccilor. În formațiunile transformate hidrotermal, pechblenda apare sub forma unor granule sau concrețiuni depuse pe pereții faliilor, sau ai geodelor. Mineralele secundare din aceste zăcăminte sînt reprezentate prin autunit, torbernit, meta-torbernit, phosphuranylit, uranophan, β-uranophan, schröckingerit, johannit, uranopilit, zippeit, tyuyamunit și rauvit.

Zăcămintele din regiunea Marsyville s-au format la adîncimi nu prea mari, în condiții de temperatură și presiune, caracteristice zăcămintelor epitermale.

La granița dintre statele Montana și Wyoming în munții Pryor se întîlnește o mineralizație de uraniu reprezentată, în cea mai mare parte, din tyuyamunit diseminat în calcare. În vestul Munților Pryor, mineralizația este legată de zone de falii silicifiate sau brecciffiate, iar în est și în Little-Mountain de zonele recristalizare.

Mineralizații de uraninit-uranophan se întîlnesc și pe filoanele de fluorină-cuarț care intersectează stockul de monzonite-porfirice din munții Henry, statul Utah, iar în Arizona (Santa Cruz) există o breccie cimentată cu carbonați, cu conținut de fluorină, pirită, galenă, blendă, calcopirită, metatorbernit și uranophan. În riolitele porfirice din această zonă se întîlnesc lentile de pechblendă lungi de cîțiva centimetri. În Nevada, zona de brecciffiere a unei falii care intersectează riolitele miocene are pechblendă, pirită, cuarț fumuriu și fluorină. Spre suprafață apare autunit, torbernit, gummit și limonit.

În New-Mexic apare un andezit cu conținut de uraninit, uranophan, fluorină și calcedonie (Everhart, 1956), iar într-o zonă învecinată a fost pusă în evidență o falie cu direcția nord-est, în granitul precambrian cloritizat, în care se găsește uraninit, uranophan, galenă, clorit și fluorină.

**Filoane de stibiu cu conținut de uraniu.** Asociația U-Sb-As este foarte rar întîlnită în natură. Unica ocurență de acest gen se cunoaște în Iugoslavia într-un peridotit serpentinizat, la contactul acestuia cu unele corpuri riodacitice de vîrstă miocenă și granite mai tinere. Sub influența soluțiilor hidrotermale, serpentinele au fost transformate într-o masă feruginoasă, silicioasă-carbonatică, iar riolitele în montmorillonit-nontronit-cuarț-carbonat.

**Filoane și stockuri thorifere.** Cu toate că thoriul nu a intrat pe deplin în circuitul economic al lumii, astăzi multe state dețin informații prețioase asupra bazei de materii prime de thoriu, fiind oricînd în măsură să dezvolte energie nucleară și din această substanță radioactivă. Cercetări detaliate asupra formelor de zăcămînt ale mineralizațiilor cu Th nu s-au întreprins decît în mică măsură, însă după cunoștințele actuale s-ar părea că forma de zăcămînt cea mai frecventă este cea filoniană. În țara noastră în urma cercetărilor geologice s-au întîlnit pînă acum mineralizații de thoniu în filoane.

Asemenea mineralizații au fost întîlnite în SUA (Colorado, Illinois), sub formă de filoane și stockuri. Astfel în munții Wat din Colorado, mineralizațiile de thoriu sînt localizate într-un complex mezometamorfic de vîrstă precambriană, constituit din gnaise cu biotit, sillimanit și scapolit, cuarțite, cu silluri și corpuri stratiforme concordante de granite. În această regiune, pegmatitele au o mare dezvoltare. Stockul de sienite albitizate, care intersectează complexul de șisturi cristaline

are o radioactivitate de cinci ori mai mare decît fondul natural al rocilor înconjurătoare. Se pare că mineralul care dă aceste valori radioactive este thoritul. Vîrsta stockului de sienite este de 600 mil. ani. Faliile din regiune ca şi celelalte structuri postmetamorfice sînt umplute cu filoane thorifere. Această mineralizaţie se plasează şi pe zonele puternic tectonizate şi breccifiate. Cele mai multe filoane sînt concentrate pe structuri disjunctive, avînd grosimi sub 3 m şi maxime de 15 m, iar lungimea lor ajunge pînă la 1 500 m.

La suprafaţă, filoanele mineralizate sînt puternic oxidate şi colorate de către oxizii de fer. Pe filoane se întîlneşte frecvent cuarţ, microclin, baritină, limonit, hematit, fluorină, siderit, magnetit, galenă, calcopirită, bornit şi pirită. Au fost identificate şi mici cantităţi de argint şi aur.

În mare parte radioactivitatea este legată de cristalele de thorit şi thorogummit. În unele locuri s-a găsit şi xenothim.

Conţinutul de $ThO_2$ variază între 0,02 şi 12,5%, iar uraniul s-a determinat numai ca urme. Sînt prezente şi elemente din grupa pămînturilor rare, mai cu seamă din grupa ytriului (Ce, La, Nd, Sm, Pr, Gd, Dy). În probe a fost identificat şi yterbiu.

Unele filonaşe sînt formate din feldspat, cuarţ şi oxizi de fer însoţite de thorogummit, iar în altele se cunosc doar acumulări locale de baritină, cuarţ, fumuriu, fluorină şi siderit. Pe multe dintre filoanele mineralizate, mineralele de thoriu au o răspîndire neuniformă.

## II.3. ZĂCĂMINTE EXOGENE

Aceste zăcăminte, cunoscute şi sub denumirea de *zăcăminte sedimentogene*, se deosebesc de celelalte concentraţii metalifere din scoarţa terestră, atît din punctul de vedere al sursei de proveniență a materialului, cît şi al factorilor naturali care au contribuit la formarea lor. Alterarea, transportul, depunerea şi sedimentarea elementelor detritogene sînt principalii factori care conduc la formarea zăcămintelor exogene.

Ciclul uraniului în natură este deosebit de complex. În procesul de alterare, mineralele de uraniu dau naştere la specii hidratate, greu solubile ; cele mai rezistente se concentrează în „placer" şi numai o mică parte trec în soluţii, de preferinţă, sub formă de compuşi ai uraniului, consideraţi ca săruri bazice, care conţin $U^{3+}$ şi $UO_3$.

O parte din uraniu rămîne în apele oceanice şi se depozitează sub formă de evaporite marine (fig. II.28).

Sedimentele terigene sînt în unele cazuri bogate în uraniu datorită mineralelor grele de origine detritogenă. După Ury (1941) conținutul de uraniu din sedimentele marine este de 0,65—1,07 g/t iar Evans și Godman (1941) au raportat conținuturi medii de 1,3 g/t U în calcare și 1,2 g/t în alte roci sedimentare.

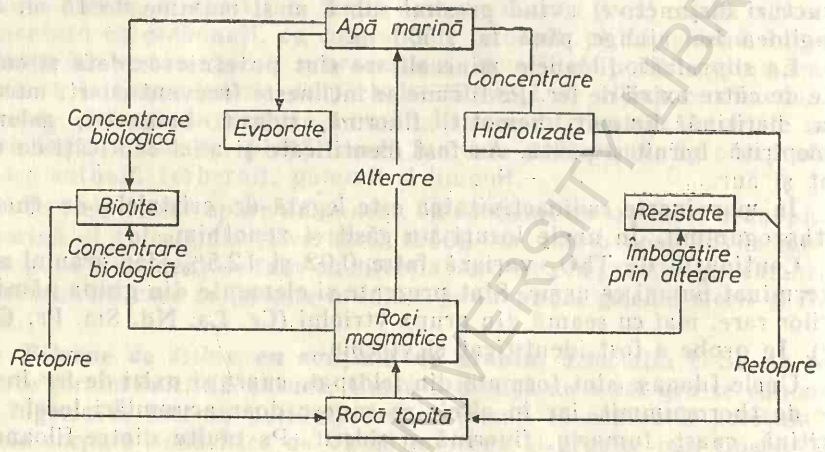



Fig. II.28. Ciclul uraniului în natură (K. Rankama — Th. Sahama, 1950).

Date referitoare la distribuția uraniului și thoriului din rocile sedimentare au fost publicate de A. John, S. Adams, J. Kenneth, Osmond și J. W. Rogers (1956), folosind carotajele gama din foraje de explorare a zăcămintelor de petrol. Interpretarea acestor informații s-a făcut pe grupe de roci (clastice, reziduale, de precipitație chimică, fosfatice etc.), din care se poate observa variația conținutului de uraniu și thoriu, ca și raportul Th/U din diferitele tipuri de roci (tabelul II-5).

Șisturile, care ocupă aproape 3/4 din sedimentele scoarței terestre (Pettijohn, 1957), au conținuturi medii mai ridicate decît gresiile și rocile carbonatice. Astfel se pare că conținutul mediu de Th de $12 \pm 1$ ppm este foarte corect, deoarece această valoare include media a 15 analize efectuate de Baranov et al. (1956) și de 52 de analize efectuate de Adams și Waver (1958). Valorile thoriului din tabelul II-5 sînt influențate de una sau două valori care par să nu reprezinte un șist obișnuit. După Adams și Waver (1958) mai mult de 90% din toate valorile thoriului sînt cuprinse între 8 și 18 ppm.

*Tabelul II.5.* **Valorile conținuturilor și raportul Th/U din roci sedimentare**

| Tipul de rocă | Th (ppm) | | U (ppm) | | Raportul Th/U | | Număr de probe | Număr de determinări |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Mediu | Domeniul de variație | Mediu | Domeniul de variație | Mediu | | | |
| *ROCI CLASTICE* | | | | | | | | |
| Șisturi comune | 12±1 | 2—7 | 3,7 ±0,5 | 1—13 | 3,8±1,1 | 1—12 | 4 847 | 75 |
| Ortocuarțite | 1,7±0,1 | 0,7—2,0 | 0,45±0,05 | 0,2—0,6 | 4,0±0,8 | 1,8 —5,8 | 18 | 18 |
| Șisturi negre | — | 2,8—28 | — | 1,4— 80 | — | 0,07—12 | 350 | 18 |
| *ROCI REZIDUALE* | | | | | | | | |
| Bauxite | 42 | 8—132 | 8,0 | 3—27 | 5,5 | 1,5—22 | 26 | 26 |
| Bentonite | 21 | 4—44 | 5,0 | 1—21 | 5,8 | 1,0—21 | 69 | 69 |
| *ROCI DE PRECIPITAȚIE* | | | | | | | | |
| Roci carbonatice | 1,7±0,7 | 0,1—7,0 | 2,2±0,1 | 0,1—9 | 1—0,3 | 0,1 —6,5 | 6 045 | 103 |
| Sare gemă | — | 0,4—0,5 | — | 0,1—0,2 | — | 1,5 | 3 | 3 |
| Anhidrit | — | 0,15 | — | 0,1 | — | 1,5 | 1 | 1 |
| Roci fosfatice | — | 3,9 | — | 245 | — | 0,02 | 1 | 1 |
| Șisturi silicioase | — | 0,1—1,6 | — | 1,9—3,3 | — | 0,01—0,9 | 2 | 2 |

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Conținutul mediu de uraniu de 3,7±0,5 ppm din același tabel, indică un domeniu care cuprinde valorile medii ale lui Baranov et al. (1956), cît și ale lui Adams și Waver (1958). Primii autori raportează 4,1 ppm, iar ceilalți 3,2 ppm pentru media unui șist obișnuit. Valorile uraniului și thoriului sînt influențate de probele nereprezentative pentru șisturile obișnuite. Peste 90% din valorile uraniului sînt cuprinse între 1,5 și 5,5 ppm.

Media raportului Th/U este 3,8±1,1. Adams și Waver (1958) au determinat acest raport ca fiind echivalent cu 4,9, iar Baranov et al. (1956) au calculat un raport mediu Th/U de 2,7. Diferența dintre cele două valori este dată de metodele de analizare diferite.

Murray și Adams (1958) au constatat că thoriul și uraniul din unele probe analizate erau incluse în cuarț, zircon sau monazit. S-a observat astfel că conținutul de radioelemente din arkoze, gresii cuarțitice, cuarț și feldspați sînt aproape similare. Grauwackele tind de asemenea să aibă conținuturi similare cu media șisturilor obișnuite sau cu rocile magmatice.

Conținutul de uraniu și thoriu al șisturilor negre de origine marină este uneori asemănător cu al șisturilor de origine continentală. Din analize efectuate pe șisturi de tip continental s-au obținut conținuturi de thoriu de 19,21—24 ppm și de uraniu de 2,0—4,8 ppm.

Există, prin urmare, o deosebire în ceea ce privește conținuturile de uraniu și thoriu din șisturile negre de origine marină și cele continentale. Astfel, în șisturile de Chattanooga din SUA, uraniul este foarte dispersat și în concentrații variabile (10—100 ppm), dar este mult mai mare decît în șisturile continentale.

Informații asupra conținuturilor de uraniu și thoriu din șisturile continentale sînt prea puține și deci insuficiente pentru a se trage concluzii certe. Din analiza unor șisturi continentale roșii și galbene s-a constatat că conținutul lor în thoriu se încadrează în domeniul general al șisturilor comune, deși conținutul de uraniu tinde să fie mai redus (1—2 ppm).

Bauxitele au conținuturi medii de thoriu de aproape trei ori mai mare (42 ppm) decît șisturile continentale și de două ori mai mult uraniu (8 ppm). Raportul mediu Th/U indică faptul că roca din care s-a format bauxita a influențat în mare măsură conținutul de thoriu și uraniu.

Bentonitele sînt cunoscute, ca și unele șisturi negre, de origine marină, ca fiind destul de radioactive. În medie aceste roci au aproximativ de două ori mai mult thoriu și uraniu decît șisturile continentale.

Rocile carbonatice sînt cel mai bine studiate cu privire la conținuturile de thoriu și uraniu. Conținutul de U a 6 045 probe analizate

și interpretate de Adams și Waver (1958) este de 0,5—9,0 ppm, iar valoarea medie de 2 ppm.

Conținutul în thoriu al rocilor carbonatice este dependent, în primul rînd, de cantitatea de material clastic silicios. Astfel, rocile carbonatice mai pure conțin mai puțin de 0,1 ppm thoriu. O asemenea rocă constituită din părți egale de carbonat și șist tinde să aibă un conținut de thoriu de aproximativ 6 ppm, ceae ce înseamnă 1/2 din conținutul șisturilor de origine continentală.

Uraniul din rocile carbonatice este localizat fie în rețeaua carbonatică, fie pe suprafața granulelor constituente. Într-un singur strat subțire de carbonat, care practic face tranziția de la un calcar obișnuit la un calcar dolomitic, conținutul mediu de uraniu din probele de pe calcarul obișnuit este mai mic decît al celor din dolomite. Deci, dolomitele și calcarele dolomitice reprezintă un domeniu mult mai favorabil concentrațiilor de uraniu.

Sarea gemă, anhidritul și în general evaporitele sînt rocile cu cea mai mică radioactivitate; în schimb rocile fosfatice, al căror conținut în uraniu este destul de mare, au constituit obiectul unor cercetări intense. Raportul Th/U din aceste roci este foarte mic, ca urmare a concentrațiilor foarte mari de uraniu.

În hidrosferă, conținuturile de uraniu și thoriu sînt de 0,001 ppm sau mai puțin.

Apele continentale au conținuturi variabile de radioelemente. Apele care circulă prin formațiuni radioactive dizolvă uraniul pînă la cîteva zecimi de ppm. Această valoare este cu mult mai mare decît media conținutului de uraniu din apele dulci cu *p*H intermediar. Într-o zonă dată, concentrația totală a uraniului din apele freatice este aproape egală cu cea din apele de suprafață. Apele din zonele aride au concentrații mai mari decît apele din zonele umede.

De asemenea, rîurile care spală complexele de roci sedimentare din zona Mării Baltice de exemplu au conținuturi de uraniu de două ori mai mare decît apele rîurilor care curg prin rocile magmatice ale aceleiași zone.

Cantitatea de thoriu din apele de rîu reprezintă cca 0,00001 ppm. Comparînd această cifră cu uraniul în soluție se constată că raportul Th/U din apa de rîu nu este mai mare de 0,1 pînă la 0,01. Thoriul este transportat de pe continent spre mare sub formă de produse hidrolizate și fragmente solide în mai mare măsură decît uraniul.

În apele mărilor și oceanelor concentrația de uraniu este de 0,001—0,006 ppm, iar a thoriului de numai $2 \times 10^{-2}$. Raportul Th/U în apa de mare este mai mic decît $10^{-2}$.

Atît thoriul cît şi uraniul se găsesc în cea mai mare parte concentrate în sedimentele platformelor continentale. O mică parte din aceste elemente se găseşte de asemenea precipitată în organismele marine.

În largul mărilor şi oceanelor, viteza de deplasare a uraniului şi thoriului este foarte redusă şi de aceea concentraţii importante de radioelemente nu se prea cunosc în sedimentele caracteristice marilor adîncimi.

Biosfera constituie de asemenea un domeniu destul de propice concentrării thoriului şi uraniului. Aşa de pildă, organismele pot fixa thoriu şi uraniu în unele din ţesuturile lor (tabelul 6.3).

Zăcămintele de uraniu mai importante în depozite sedimentare sînt cele legate de şisturile negre cu petrol sau cărbune.

Există o relaţie genetică între substanţa organică şi uraniu care s-a depus, probabil, sincron. Între petrol şi asfalt aceste relaţii sînt incerte. Asfaltul este mai bogat în uraniu decît petrolul.

În cărbuni (ligniţi) concentrarea uraniului pare să fie datorată îmbogăţirii secundare, favorizată de porozitatea rocilor şi circulaţia apelor subterane încărcate cu ioni de uranil (Denson et. al., 1956).

În atmosferă nu este de aşteptat să se găsească mult thoriu sau uraniu. Sursa din atmosferă se pare că este emanaţia iniţială 222 (Rn) şi 220 Tn. Deoarece perioada de înjumătăţire a Rn (radon) este mai mare decît a Tn (thoron), este de aşteptat ca Rn să fie mai abundent în atmosferă.

Se ştie că în natură uraniul are o mobilitate geochimică mare, el trecînd foarte uşor, prin procese de oxidare, din forma tetravalentă în forma hexavalentă. În aceste condiţii, uraniul poate fi oxidat pînă la forma uranil, foarte solubil şi uşor transportabil atît de apele subterane, cît şi de cele de suprafaţă.

Thoriul nu poate fi oxidat pînă la forma hexavalentă şi, prin urmare, el nu poate avea un analog al ionului de uranil. În general, orice cantitate de thoriu dizolvată este absorbită şi precipitată rapid ca hidrolizat datorită potenţialului ionic neobişnuit de ridicat al ionului tetravalent de thoriu. Totuşi, prin aceste procese intense de oxidare, nu întreaga cantitate de uraniu şi thoriu din rocile primare magmatice este dizolvată şi transportată. O parte din cele două elemente rămîne în mineralele chimic rezistente ca zirconul, monazitul şi cuarţul.

Dizolvarea uraniului şi thoriului sub acţiunea agenţilor externi şi transportul lor are loc sub influenţa a trei procese majore :

1. Extragerea uraniului în soluţie ca ion uranil. În acest proces cantitatea de thoriu este infimă.

2. Fixarea celor două elemente, fie în reţeaua altor minerale, ca constituenţi izomorfi, fie ca minerale secundare independente. Thoriul

din aceste soluții poate fi inclus în aceste materiale, care cu excepția unor oxidări incomplete sau a unor condiții climatice aride, poate conține și foarte puțin uraniu.

3. Transportul mecanic al mineralelor rezistente (zircon, monazit, cuarț) de origine magmatică, care își păstrează caracteristicile native printre sedimente și care poartă cu ele thoriu și uraniu ca elemente constituente primare.

Cantitățile relative de Th și U, influențate de fiecare din cele trei procese menționate, determină distribuția acestor elemente în domeniul rocilor sedimentare. La rîndul lor aceste cantități relative sînt în funcție de locul de fixare a uraniului și thoriului în roca primară. Aceste localizări pot fi clasificate în două grupe:

— Grupa mineralelor nerezistente, care cuprinde procesele 1 și 2.
— Grupa mineralelor rezistente, care include procesul 3.

Concepțiile despre formarea zăcămintelor exogene și clasificarea lor în *singenetice* și *epigenetice* se bazează pe deosebirile genetice dintre ele, pe sintetizarea principalilor factori care au determinat punerea în loc a acestora.

## II.3.1. ZĂCĂMINTE SINGENETICE

Acumularea depozitelor singenetice de uraniu a avut loc sincron cu formarea rocilor gazdă. Factorii paleoclimatici nu au nici un rol în dispersia, sau remobilizarea mineralizației.

Aceste zăcăminte nu sînt aproape de loc influențate de mișcările tectonice posterioare punerii în loc; efectele acestora ar fi putut doar să influențeze redepunerea metalului acumulat în fazele de sedimentogeneză și diageneză.

Apele subterane au levigat și au redistribuit ulterior uraniul, formînd concentrații de tip epigenetic.

Legătura uraniului cu hidrocarburile (lichide, gazoase) este doar de ordin spațial și nu genetic.

Concentrațiile metalifere singenetice se găsesc, de obicei, sub formă de strate, care se întind pe kilometri și chiar zeci de kilometri. Zonele cu concentrații mai bogate sînt înconjurate de zone cu conținuturi mai sărace. Limitele corpurilor de minereu mai bogat sînt descrescînde valoric, fiind legate de circulația mai slabă, sau mai intensă a apelor subterane.

Zăcămintele singenetice de uraniu sînt un rezultat al interacțiunii îndelungate dintre sedimente și apele mineralizate de adîncime. Mak Kelwy (1958) consideră că șisturile negre de origine marină cu conținut

de uraniu s-au acumulat cu o viteză de 1 m în $(0,6-3)\cdot10^6$ ani, în timp ce sedimentele marine obişnuite s-au depus cu o viteză de 1 m în $2\cdot10^3$ ani. Destul de lent s-au depus şi sedimentele fosfatice cu conţinut de uraniu.

Clarkul zăcămintelor exogen-singenetice de uraniu este scăzut, iar mineralele uranifere proprii nu sînt caracteristice acestui tip. Circa 90% din aceste concentraţii este legată de componenţii activi ai rocii gazdă, de elementele reducătoare, care facilitează precipitarea uraniului (substanţe organice, fosfaţi) şi de elementele însoţitoare (TR, Co, Ni, Mo, V etc.). Aceste elemente dau zăcămintelor o valoare economică mai mare.

**Concentraţii de uraniu din şisturi negre marine.** Se ştie că nu toate şisturile negre de origine marină sînt radioactive. Conţinuturile de uraniu mai ridicate s-au întîlnit în şisturile de tip sapropelic, acestea variind de obicei între 0,001—0,003%. Numai în Suedia aceste şisturi au conţinuturi mai mari. Şisturile negre cu conţinuturi reduse sînt larg răspîndite în lume, mai cu seamă în America de Nord, Europa şi Asia. Probabil că asemenea formaţiuni se găsesc şi pe celelalte continente, însă datorită radioactivităţii foarte scăzute acestea n-au prezentat pînă acum un interes economic. Odată cu perfecţionarea tehnologiilor de preparare şi cu creşterea interesului pentru materiile prime energetice, şisturile negre cu radioactivitate mai scăzută vor fi cu siguranţă valorificate, intrînd şi acestea în balanţa rezervelor mondiale.

Aproape toate şisturile negre radioactive au în componenţa lor mari cantităţi de sulfuri metalice, îndeosebi pirită, substanţe cărbunoase fin dispersate şi hidrocarburi volatile. Sînt bogate în collophan (0,5—3% $P_2O_5$) fin dispers sau concreţionar (Ø 0,3 m), alături de care se acumulează unii componenţi ai argilelor (illit), granule fine de cuarţ, feldspat, sericit şi clorit.

Multe şisturi negre de origine marină cu conţinut de uraniu erau considerate ca şisturi bituminoase, pentru unele formaţiuni geologice făcîndu-se o corelaţie între ţiţei şi uraniu. De obicei, şisturile în compoziţia cărora există peste 10% ţiţei au şi o cantitate apreciabilă de uraniu (Bain, 1956).

În şisturile negre nu s-au descoperit încă minerale primare de uraniu. Cea mai mare parte a acestui element se află sub formă de acizi solubili, iar conţinutul de uraniu creşte, de regulă proporţional cu conţinutul de collophan, cantitatea de substanţe coloidale, conţinutul de carbon, hidrocarburi lichide, pirită, sulf.

În şisturile de Chattanooga, uraniul este asociat atît cu substanţe organice, cît şi cu pirită. Probabil că uraniul a fost adsorbit de materialul organic sau a fost asociat chimic cu acesta, sub forma unor

acizi uranoorganici. Brown, Keller (1952), Ross (1952) și Whitehead (1954) au stabilit că în unele șisturi din Oklahoma, Texas și California, radioactivitatea substanței anorganice (collophan) este de 2,5 ori mai mare decît radioactivitatea celorlalți componenți ai rocii.

În șisturile negre, uraniul apare în trei forme : ca substituent izomorf (collophan) ; sub formă de ioni adsorbiți la suprafața particulelor argiloase, coloidale ; sub formă de compuși uranoorganici (substanțe cărbunoase).

Capacitatea materialelor cărbunoase de a adsorbi uraniu, relația strînsă dintre uraniu și materialul organic din multe șisturi, ca și lipsa unor conținuturi apreciabile de uraniu din șisturile și argilele fără elemente cărbunoase demonstrează că uraniul din șisturile negre este legat, de obicei, de substanțele organice cu care formează, în ultimă instanță, un compus uranoorganic.

În șisturile negre nealterate nu s-au identificat minerale de uraniu, însă s-au găsit totuși diverse minerale secundare de uraniu. Aceste minerale au luat naștere prin solubilizarea uraniului din șisturile negre, urmată de transportul și redepunerea lui pe fisurile sau suprafețele de stratificație din imediata apropiere a șisturilor negre. De exemplu s-a găsit torbernit pe pereții fisurilor din masa argilelor refractare din statul Pensylvania și metatorbernit în depozitele argiloase la extremitatea părții centrale și de est a statului Missouri. Probabil, că uraniul a fost extras prin solubilizarea sa din șisturile negre pensylvaniene în timpul erodării lor. Carnotit a fost găsit în regiunea Sainte Genevieve (Missouri), depus de-a lungul fisurilor și crăpăturilor din calcarul Spergen și pe suprafețele de stratificație ale șisturilor negre.

Sub acțiunea metamorfismului regional, șisturile negre se transformă în șisturi slab metamorfozate, în care carbonul din substanțele organice se grafitizează, iar uraniul devine pechblendă cu structură fin granulară. Asemenea șisturi au, de obicei, o radioactivitate de 1,5—2 ori mai mare decît fondul natural, iar în aflorimente intensitatea radiațiilor $\gamma$ este foarte slabă. Fracturile și fisurile din șisturile slab metamorfozate conțin pînă la 0,5% U și cantități nu prea mari de Pb, Cu, V și Zn.

Radioactivitatea șisturilor slab metamorfozate este condiționată în primul rînd de o concentrare inițială în depozitele mai vechi, urmată de o concentrare mai nouă, în care conținuturile de uraniu au crescut simțitor. Șisturi cărbunoase cu conținut de uraniu, de vîrstă westphaliană se cunosc în zona Schaentzel, Rinul superior, Franța (Roubault, 1956), unde rezerva totală de minereu este deosebit de importantă.

Șisturile negre marine se formează prin acumularea extrem de lentă a materialului sedimentar de natură pelitică, concomitent cu

precipitarea de lungă durată a carbonului provenit din substanțe organice. În acest proces de acumulare, mîlul organic a reținut selectiv uraniul sau ionii altor metale din apele mării. Oricum, acumularea uraniului este singenetică, sau aproape singenetică. Principalul sorbant este substanța organică. În prezența unui fosfat în stare coloidală, uraniul precipită. Astfel, în șisturile cu fosfați, lentilele fosfatice sînt mai radioactive decît fracțiunile de origine organică. Moore (1954) a demonstrat experimental că rocile fosfatice extrag circa 63% din uraniul existent în soluții, în timp ce șisturile bituminoase reține doar 28%.

Acolo unde fosfații în stare coloidală au avut o importanță subordonată, ionii de uraniu au precipitat fie pe substanțele organice, fie pe particulele argiloase coloidale, într-un timp mult mai îndelungat. McKelvey et al. (1955) consideră că precipitarea uraniului a avut loc numai în limite restrînse ale *p*H-ului și *Eh*-ului.

Șisturile negre de origine marină au o largă răspîndire, însă cele mai importante din punctul de vedere al conținutului de uraniu se găsesc în SUA (Cathtanooga), Germania (Mansfeld) și Suedia—Norvegia (șisturi alaunifere).

Șisturile Chattanooga din S.U.A. au o importantă extindere în partea centrală a statului Tennesse și în Alabama, ocupînd o suprafață de cca 100 000 km$^2$. Ele reprezintă o importantă sursă potențială de minereu uranifer cu conținut scăzut.

Orizonturile superioare ale formațiunii Chattanooga sînt radioactive și conțin 25% cuarț aleurolitic, 35% argilă, feldspat și mică, 20% material cărbunos, 15% pirită, calcit secundar, collophan, clorit și unele minerale grele. Conținutul de uraniu (0,001—0,035%) destul de constant pe largi suprafețe, este direct proporțional cu culoarea intens neagră a rocii și cu conținutul total de carbon și este invers proporțional cu conținutul de fer și minerale clastice (Bates et al. 1954). Uraniul se localizează de preferință în zone cu concentrații mari de substanțe organice și pirită, cu deosebire în materialul organic, formînd compuși uranoorganici (Swanson), 1953. În interiorul complexului de șisturi negre se remarcă prezența unor intercalații bituminoase, care, de obicei, sînt cele mai bogate în uraniu. În partea centrală a statului Tennesse, pachetul superior de șisturi, gros de 4,5 m, are un conținut mediu de uraniu de 0,007% U. În estul aceluiași stat au fost stabilite următoarele variații de conținut pe verticală :

— Pachetul superior (Gassaway) U%
Zona fosfatică 0,0016—0,0036;
Orizontul negru superior 0,0060—0,0086;

| | |
|---|---|
| Aleuritul superior | 0,0028—0,0058 |
| Orizontul negru, mediu | 0,0039—0,0066 |
| — Pachetul Dawelltown | |
| Orizontul cenușiu, mediu | 0,0011—0,0020 |
| Orizontul negru, inferior | 0,0024—0,0052 |

În afară de uraniu, șisturile de Chattanooga conțin și urme de Be, Zr, Ga, B, Ag, Se, Y, Yb, La, Pb, Cr, Cu, Co, Ni, V, Sn, Sr și Ba, care nu au nici o relație genetică cu uraniul.

Tot în S.U.A. șisturile negre din Illinois, din complexele litologice de vîrstă pennsylvaniană, mississipiană și devoniană, conțin 0,001—0,014% $U_3O_8$. Și în aceste șisturi, concrețiunile și intercalațiile cu conținut de fosfor au mai mult uraniu decît șisturile însuși (pînă la 0,075% $U_3O_8$).

În complexele pennsylvaniene din Kansasul de Est și zonele învecinate din statele Missouri și Oklahoma există multe orizonturi de șisturi negre radioactive, cu grosimi de 0,15—0,60 m. Acestea au un conținut de uraniu pînă la 0,017%.

În *Germania*, șisturile cuprifere din zona Mansfeld sînt șisturi bituminoase de culoare neagră aparținînd Permianului superior. În ele sînt fin diseminate mineralele bornit, calcozină, galenă, blendă și tetraedrit. Pe lîngă ele mai apar în cantități mici elementele Ni, Co, Se, V, Mo (Cissarz, 1930), Ag (0,015%) și U ($2 \cdot 10^{-7}$%). Șisturile negre de la Mansfeld sînt constituite din minerale argiloase, cuarț, sericit și un material bituminos, de care se leagă prezența uraniului. Ca și în alte cazuri, conținuturile cele mai ridicate se găsesc în intercalațiile bituminoase mai subțiri (1—2 cm), care au reținut uraniul din șisturile adiacente (Kohl, 1954). Se pare că zăcămintele din această zonă au origine singenetică, modificată ulterior prin alte procese, printre care un rol deosebit l-a avut diageneza. Potrivit acestei teorii, Cu, Pb și Zn cu urme de V, Ni, Mo etc. au fost aduse în marele bazin Zechstein de către apele subterane.

În *Suedia* și *Norvegia* se cunosc șisturi alaunifere cu conținut de uraniu de vîrstă Cambrian-Ordovician. Astfel, în Suedia de sud se cunosc șase asemenea regiuni, unde șisturile cu conținuturile cele mai mari formează zona „Peltura scaraboides" în care se deosebesc strate și lentile cu substanță cărbunoasă, care conțin 200—400 g/t uraniu, în timp ce lentilele cărbunoase din Culm au conținuturi mult mai mari (3 000 g/t). Uraniul din aceste șisturi, în cea mai mare parte, este legat de prezența piritei fin granulare, a carnotitului și fosfaților.

În regiunea Kvarntorp din Suedia, stratul de șisturi are o grosime de 5—6 m și conține cca 200 g/t uraniu

În partea de nord a Norvegiei şisturile din lanţul caledonian au intercalaţii grafitoase cu conţinut de uraniu. Şisturile sînt alcătuite din cuarţ (35%), feldspaţi (15%), mice (35%), grafit (7%) şi alte minerale (8%). Pechblenda din aceste şisturi apare sub formă de granule separate, iar pirotina constituie principalul component al minereului. Conţinutul în uraniu variază între 35 şi 140 g/t. Se pare că şisturile grafitoase din Norvegia sînt echivalentul stratigrafic al şisturilor alaunifere din Suedia, iar transformarea uraniului în pechblendă s-a făcut sub influenţa proceselor orogenice (Siggerud, 1956).

În unele formaţiuni permo-triasice din *Anglia* se întîlnesc sporadic concreţiuni radioactive cu conţinut de vanadiu. Acestea au structură concentrică, iar diametrul lor oscilează de la 0,5 mm pînă la 30 cm. Majoritatea au un nucleu dur de culoare închisă, un înveliş intermediar mai deschis şi altul exterior, de culoare neagră, cu nervuri în formă de stea, care se extind spre periferia acestor formaţiuni. Substanţa radioactivă se concentrează în cea mai mare parte într-o peliculă situată la limita dintre cele două învelişuri ale nucleului central. Învelişul exterior al concreţiunilor radioactive conţine pînă la 13,96% $V_2O_5$, iar cel intermediar are numai 1,91% $V_2O_5$. La contactul dintre cele două învelişuri se găsesc îndeosebi minerale de nichel (nichelină) şi alte minerale. Conţinutul de uraniu variază de la 0,3—0,5%.

Concreţiuni asemănătoare au fost semnalate în depozitele de cărbuni, ca şi în baza Permianului roşu din *Saxbhia*.

În *Canada* (Ontario) seria Sibley, de vîrstă proterozoică, are de asemenea concreţiuni asemănătoare cu cele din Devonshire. Două pachete de şisturi şi argilite roşii cu grosime totală de 120 m conţin în unele locuri concreţiuni abundente, care se dispun pe o lungime de peste 80 km. Radioactivitatea acestora este legată de depozite de culoare neagră.

**Concentraţii de uraniu în fosforite.** Multe formaţiuni sedimentare de origine marină au conţinuturi de uraniu. Asemenea concentraţii, relativ sărace, sînt larg răspîndite în scoarţa terestră în formaţiuni de vîrste geologice care încep din Paleozoic pînă în Terţiar. Deşi uraniul din fosforite pare singenetic, el a suferit totuşi o redistribuire sub acţiunea factorilor supergeni. Chiar în aceste condiţii nici un zăcămînt de fosforite nu are conţinuturi de uraniu care să prezinte interes. Mai totdeauna, uraniul se extrage concomitent cu fosfatul de calciu. De cele mai multe ori, formaţiunile geologice cu conţinuturi mari de fosfat au şi conţinuturi mai ridicate de uraniu.

Intensitatea $\gamma$ din fosforite este generată exclusiv de uraniu. Conţinutul de thoriu împreună cu produsele sale de dezintegrare nu depă-

şeşte 0,001%. Prin prelucrarea tehnologică a fosforitelor cu acizi, cantitatea de uraniu care trece în soluţie este direct proporţională cu cantitatea de fosfat dizolvat.

De obicei, conţinutul de $U_3O_8$ din fosforite nu depăşeşte 0,03%. În apatit, ionul de uraniu ($U^4$) substituie ionul de calciu ($Ca^2$). În această situaţie este greu de explicat conţinutul de uraniu atît de scăzut, deoarece compoziţia chimică a apatitului permite variate substituţii izomorfe.

Principala formaţiune geologică cu fosforite uranifere din lume este formaţiunea „Fosforia" din *SUA*, care se extinde pe teritoriile statelor Montana, Idaho, Utah, Wyoming şi extremitatea nord-estică a statului Nevada.

Ordinea de formare a mineralelor şi a asociaţiilor de minerale din această formaţiune a fost următoarea: 1) collophan, anhidrit, pirită, calcit (cu cuarţ detritogen, muscovit, argilă şi substanţe organice); 2) francolit; 3) calcit; 4) calcedonie; 5) fluorină (probabil, secundară).

Conţinutul de uraniu din fosforite este în raport direct cu conţinutul de $P_2O_5$, bineînţeles cu unele excepţii. Acestea sînt probabil condiţionate de diferenţa de timp în decursul căreia fosfatul a fost supus acţiunii apelor încărcate cu ioni de uranil. Thompson (1954) a stabilit că este mai netă corelaţia $U\text{-}PO_4$ în fosforitele cu conţinut ridicat de U, decît în cele cu conţinut scăzut de U. Odată cu descreşterea conţinutului de U, corelaţia uraniu —substanţă organică variază de la puternic negativă pînă la pozitivă. Acolo unde există o corelaţie pozitivă uraniu-substanţă organică, corelaţia dintre U+substanţa organică şi $P_2O_5$ este mai bună decît între U şi ultimii doi componenţi. Aceste raporturi reciproce demonstrează că o cantitate nu prea mare de U se poate găsi în materialul organic, iar o cantitate mult mai mare în apatit.

Conţinutul de uraniu variază şi în funcţie de conţinutul de $CO_2$. La acelaşi conţinut de $P_2O_5$, fosforitul bioclasic conţine, de regulă, mai puţin uraniu, decît fosforitul din sferele cu structură concentrică.

Conţinutul de uraniu mai este în funcţie şi de gradul de alterare supergenă al rocilor fosfatice. În condiţii de climă semiaridă, fluor-apatitul are o mare rezistenţă în procesele de alterare, iar uneori stratele superioare ale formaţiunii sînt ceva mai bogate în $P_2O_5$ decît cele inferioare. Totuşi, ca urmare a proceselor de solubilizare a uraniului, conţinutul acestuia din partea superioară a formaţiunii fosfatice scade. Apele din minele cu fosfaţi conţin pînă la 0,032 g/t U, în timp ce apele de suprafaţă şi cele subterane conţin numai 0,001 g/t sau chiar mai puţin (McKelvey, Carswell, 1956).

În afară de uraniu, formaţiunea Fosforia conţine Ag, V, Pb, Cr, Ni, Mo şi Se. Primele cinci elemente (Ag, V, Pb, Cr, Ni) se prezintă în concentraţii duble faţă de clarkul general. În afară de aceste elemente au mai fost identificate concentraţii importante şi de alte elemente, printre care B, Ba, Be, Co, Cu, Ga, Ge, Mn, Nb, Sr, Ti, Zr, Zn şi pământuri rare (Y, La, Dy, Er, Gd, Nd).

În Florida se găsesc cele mai mari zăcăminte de fosfaţi din lume.

Aproximativ 95% din producţia totală a fost obţinută din acumulările de fosfaţi din formaţiunile vechi, îngropate, a căror zone superioare cu conţinuturi nu prea mari de uraniu permit extragerea acestui element ca produs secundar de la exploatarea fosfaţilor.

După Catheart et al. (1953) originea uraniului din fosfaţi pare să fie singenetică. În această ipoteză, fosfaţii formaţi pe fundul mării au fost reluaţi succesiv de aceleaşi ape de origine marină conducînd la o îmbogăţire treptată în uraniu. Conţinutul mai mare de uraniu din fragmentele mai grosiere se explică şi prin faptul că aceste elemente au fost expuse timp mai îndelungat acţiunii apei marine, care nu le-a putut acoperi. Din această cauză există raporturi inverse între dimensiunile cristalelor de apatit şi conţinutul de uraniu, fapt ce explică existenţa unor conţinuturi mai mari de uraniu, constante pe întreaga regiune.

Zăcămintele alumofosfatice din formaţiunea Bone Valley s-au format într-o zonă de solubilitate puternică, unde sub acţiunea apelor acide, cele două orizonturi litologice s-au transformat într-un nisip argilos, constituit din cuarţ, minerale alumofosfatice şi caolinit. Concentratele de crandallit şi millisit din această zonă de alterare superficială conţin 0,03—0,04% U, iar mineralul wavellit numai 0,002—0,004% U.

Conţinutul mediu de uraniu din zona de solubilizare este de 0,012%, corelîndu-se foarte bine cu conţinutul de $PO_4$, F şi Ca.

Concentraţii de fosforite se mai găsesc şi în Carolina de Sud, în depozite de vîrstă miocenă, în Arkansasul de nord şi central, în Kansas, Oklahoma şi Texas.

Fosforite cu conţinut de uraniu se cunosc şi în America de Sud (Mexic, Brazilia).

În *Mexic*, fosforitele apar sub forma unor mase concreţionare compacte şi cu aspect pămîntos, localizate în marno-calcare de vîrstă jurasică şi marne argiloase, precum şi în unele gresii. Structura acestor fosforite este compactă sau rubanată. În afară de collophan, în structura acestora intră şi calcit sub formă relictă, ca şi fluorină. Fluorapatitul este prezent şi în cimentul rocilor. Conţinutul de $U_2O_5$ în zona superioară a zăcămîntului Concepcion-del-Oro este de 0,018% (Rogers et al. 1953).

În *Brazilia* se întîlnesc fosforite în statele Sao-Paolo, Minas-Gerais, Alagoas, Bahia și Pernambuco (Cretacic superior). În zăcămintele de lîngă Fornoda-Cal din statul Pernambuco, marnele fosfatice au conținuturi medii de 21,4% $P_2O_5$ și 0,013% $U_3O_8$. Aceste marne conțin collophan și foarte puțin calcit, dolomit, oxizi de fer, cuarț detritic, feldspați, ilmenit, turmalină.

Zăcăminte de fosfați sînt foarte bine cunoscute în Africa de Nord (Maroc, Algeria, Tunisia), Africa Centrală (Senegal, Nigeria) și Africa de Sud.

După Davidson și Atkin (1953), zăcămintele de fosfați cu conținut de uraniu din Africa de Nord au următoarele conținuturi medii de uraniu :

| | $eU_3O_8\%$ |
|---|---|
| Maroc | 0,012 —0,014 |
| Algeria | 0,011 —0,014 |
| Tunisia | 0,0047—0,009 |

În *Maroc* fosforitele nu au minerale proprii de uraniu. Există totuși informații asupra unor urme de vanadați de uraniu, corespunzători tyuyamunitului și ferghanitului (Arambourg, Orcel, 1931). Toată cantitatea de uraniu este inclusă izomorf în structura collophanului, sau a francolitului. Mici cantități de uraniu sînt incluse și în unele minerale argiloase.

Zăcămîntul de fosfați din Africa de Nord, împreună cu zăcămintele din Rio-de-Oro, Senegal, Togo, Nigeria, Orientul Apropiat (Egipt, Israel, Iordania) alcătuiesc cea mai mare provincie cu fosfați din lume, ale cărei rezerve se apreciază la cel puțin $5 \cdot 10^{10}$ t minereu.

Multe din aceste zăcăminte sînt comparabile cu zăcămintele de fosfați din Florida, de unde uraniul se extrage ca produs secundar. Probabil că în viitorul apropiat zăcămintele de fosfați din Africa de Nord vor deveni surse importante de uraniu, care se va extrage concomitent cu fosfații.

Zăcămintele din *Egipt, Israel și Iordania* sînt similare celor din Algeria și Tunisia. Pe probe recoltate din zonele Sufaga și Kosseir, Davidson și Atkin au obținut următoarele conținuturi :

| | $eU_3O_8\%$ |
|---|---|
| Sufaga | 0,009—0,012 |
| Kosseir | 0,007—0,010 |

În *Israel*, stratele de fosforit din regiunea Neghev sînt localizate în depozite de vîrstă campaniană. Conținutul de $P_2O_5$ variază în limitele a 30—34%. Din aceste fosforite, uraniul se extrage ca produs secundar.

În *Nigeria* există fosforite de vîrstă eocenă în provincia Abeokuta, unde mineralul fosfatic principal este wavellitul. După determinările lui Davidson şi Atkin (1955) conţinutul de uraniu din aceste fosforite este următorul:

| | $eU_3O_8$% |
|---|---|
| — fosforite cu collophan | 0,004—0,007 |
| — fosforite cu wavellit | 0,006—0,011 |

Rezerve de fosforite cu conţinut de uraniu se găsesc şi pe continentul asiatic (India, China etc.)

Astfel, în *India* sînt semnalate concreţiunile fosfatice din apropiere de Trichinopoly-Madras din argile de vîrstă cretacică, al căror conţinut nu depăşeşte 0,01% $U_3O_8$.

Pe continentul european se cunosc zăcăminte de fosforite în Anglia, Irlanda, Belgia, Franţa, Spania, Belgia, Germania şi URSS. Concreţiuni similare, însă de mai mică importanţă, se găsesc în Austria, Elveţia şi insula Malta.

În *Anglia*, cele mai radioactive fosforite se găsesc în partea superioară a orizontului Green-Sand, de vîrstă cretacică, din Cambridge, unde nivelele de fosforite, groase de 20—30 cm, sînt formate din concreţiuni de culoare brun-închisă. Concentraţii asemănătoare se găsesc şi în Suffolk, ca şi în Bedfordshire. După Davidson şi Atkin, conţinutul de uraniu din aceste fosforite este de 0,007—0,008% $eU_3O_8$.

Zăcămintele de fosfaţi din *Irlanda* aparţin Carboniferului superior şi au formă lenticulară sau de strate subţiri întrerupte intercalate ca orizonturi litologice, în şisturi de culoare închisă dispuse pe suprafaţa erodată a calcarelor subiacente.

Conţinutul în uraniu al fosforitelor din Irlanda este de (0,021—0,022% $eU_3O_8$).

În *Franţa* cea mai mare parte a fosforitelor au vîrsta cretacică şi într-o mai mică măsură acestea aparţin Jurasicului şi Devonianului.

Pe baza unor analize radiometrice, Davidson şi Atkin (1953) au stabilit un conţinut de 0,003% $eU_3O_8$ în fosfatul de la Bordeaux, şi 0,004% $eU_3O_8$ în coprolitele din Bourbonne.

Zăcăminte de fosforite se cunosc şi în R. D. Germană, ca şi în R. F. Germania.

## II.3.2. ZĂCĂMINTE EPIGENETICE

Zăcămintele de uraniu de origine exogen-epigenetică, cu toate că au multe caracteristici comune, se deosebesc esenţial între ele, prin formă, caracterul mineralogic-petrografic al rocilor gazdă, tectonică, stratigrafie şi parageneză. Din aceste motive, în trecut cercetătorii

le-au dat denumiri diferite. Se cunosc astfel, zăcăminte de tip gresie, zăcăminte formate în zone aride, zăcăminte de minereuri injectate și de precipitații continentale, zăcăminte sedimentare, zăcăminte carnotitice, zăcăminte urano-vanadifere în gresii etc. Aceste denumiri creează dificultăți pentru clasificarea acestor zăcăminte. Greutățile cele mai mari se ivesc atunci cînd este vorba de originea mineralizației, deoarece mai totdeauna nu se pot găsi termeni genetici care să fie comuni pentru toate tipurile de zăcăminte exogen-epigenetice.

În urmă cu aproximativ două decenii, cea mai mare cantitate de uraniu era extrasă din zăcăminte endogene de tip hidrotermal. În ultima vreme, din ce în ce mai mult se conturează rolul principal al concentrațiilor de uraniu din rocile sedimentare, îndeosebi al zăcămintelor exogene formate pe fundul bazinelor marine, în văile rîurilor, la nivelul apelor subterane etc. În prezent, o mare parte din rezervele de uraniu cunoscute o reprezintă aceste zăcăminte, în timp ce zăcămintele filoniene hidrotermale reprezintă doar 10% din rezervele generale. Acest raport se va schimba și mai mult în favoarea minereurilor exogene, dacă procesele tehnologice de preparare a minereurilor sărace de uraniu se vor perfecționa pentru a putea valorifica imensele cantități de uraniu din șisturile de origine sedimentogenă. Acumulările cele mai importante le formează uraniul de tip epigenetic, din zona de suprafață a scoarței terestre, cunoscută sub denumirea de zona de hipergeneză.

Pe platformele continentale, grosimea zonei de hipergeneză poate ajunge la sute de metri, însă, de obicei, nu depășește cîțiva metri. Există zone de hipergeneză atît pe uscat cît și în mediul marin.

În mediul continental, în zona de hipergeneză se pot deosebi două subzone:

— subzona de alterare superficială în care sînt prezente organisme vii, vegetația și procesul de fotosinteză;

— subzona de catageneză, în care lipsește vegetația, deci și fotosinteza.

Aici este domeniul microorganismelor, care distrug substanțele organice din roci, îmbogățind apele subterane în $CO_2$, $H_2S$ și alte produse rezultate în urma schimbului de substanțe, care imprimă apelor subterane o mare activitate chimică.

Uraniul, ca și alte elemente chimice din scoarța terestră, migrează activ în subzona de catageneză. De aceste procese este legată formarea unor zăcăminte de interes economic.

Mările și oceanele se pot împărți de asemenea într-o serie de zone de migrare. Aici, în orizonturile superioare ale apei, unde razele soarelui sînt accesibile se formează substanța vie pe seama fotosintezei al-

gelor. Nivelele superioare ale mărilor și oceanelor pot fi comparate, într-o oarecare măsură, cu prima zonă continentală. Sub aceasta se află orizontul de culoare închisă, unde procesul de fotosinteză lipsește.

În zona de hipergeneză sînt caracteristice și extrem de variate formele de mișcare a materiei, de care sînt condiționate deplasările elementelor sale structurale (atomi, molecule). Din acest punct de vedere se disting trei tipuri principale de migrație hipergenă:

1 Migrația biogenă (biogeneza); 2 Migrația fizico-chimică; 3 Migrația mecanică (mecanogeneza).

Cele trei tipuri de migrație sînt interdependente, fiind proprii într-o anumită măsură tuturor condițiilor de migrație. Totuși considerentele de ordin metodologic impun examinarea fiecăruia în parte:

1. *Migrația biogenă.* V. I. Vernadski a demonstrat că organismele vii constituie elementul cel mai important al migrației elementelor chimice din partea superioară a litosferei, în zona hipergenezei. În geochimie este cunoscut faptul că organismele vii, luate fiecare în parte nu prezintă prea mult interes, însă examinate din punct de vedere al masei generale și al rezultatelor influenței exercitate de această masă asupra mediului înconjurător, ele devin interesante și în același timp utile. În general, migrația biogenă este supusă legilor biologice complexe, iar în ciclul de migrare a uraniului nu are importanță prea mare.

2. *Migrația fizico-chimică.* Acest tip de migrație a uraniului are loc, de obicei, în mediul acvatic și mai rar în atmosferă. Ea este strîns legată de migrația biogenă și este în mare parte condiționată de aceasta. Acest lucru se explică prin faptul că însăși ambianța fizico-chimică este condiționată de activitatea organismelor. În ciclul de migrare a uraniului, acest gen de migrație are o importanță hotărîtoare în formarea acumulărilor de tip industrial.

3. *Migrația mecanică.* Fenomenele migrației mecanice, care se desfășoară în special sub acțiunea apei în mișcare, a aerului, ghețarilor și a altor agenți externi sînt cele mai simple și în general bine studiate. Acest tp de migrație se reduce numai la deplasarea particulelor de rocă sub impulsul diferiților agenți externi. Ea favorizează formarea zăcămintelor aluvionare de aur, staniu, wolfram, titan, zircon, monazit și alte minerale grele, ca și transportul sărurilor prin intermediul vîntului care bate de pe mare spre uscat.

Migrația mecanică nu are un rol important în acumularea uraniului.

În procesul de migrare a uraniului, reacțiile de oxido-reducere au o importanță deosebită, favorizînd formarea celor mai mari zăcă-

minte. Fenomenul de oxidare a uraniului tetravalent, ca şi a altor elemente are loc atît în mediul acid cît şi în cel alcalin.

În mediul alcalin acest fenomen se petrece cu mai multă uşurinţă, însă în natură ape alcaline, mai ales puternic alcaline, lipsesc. De aceea în zona de hipergeneză oxidarea compuşilor uraniului tetravalent poate avea loc şi în cazul altor valori ale potenţialului de oxido-reducere.

Există uneori corelaţii între uraniul tetravalent şi uraniul hexavalent din unele soluţii, în care cîmpurile de stabilitate sînt funcţii de pH şi de potenţialul de oxido-reducere.

În zona de hipergeneză se observă deseori asocieri ale uraniului cu feru, vanadiu, seleniu, molibden, cupru etc.

— Asociaţia U—Fe este frecventă în natură. În mediu puternic acid, reacţia dintre Fe şi U se desfăşoară în direcţia oxidării uraniului şi reducerii ferului, fenomene similare celui din mediul carbonatic-alcalin.

Este cunoscut că în zona de hipergeneză se întîlnesc numai medii slab acide, neutre şi slab alcaline, în care corelaţia dintre U şi Fe este foarte complicată. Prezenţa ionilor de bicarbonat şi sulfat în apele naturale influenţează, în mare măsură, sensul în care se desfăşoară reacţia dintre cele două elemente. Astfel, în funcţie de valorile $E_h$ şi $p$H, în soluţiile alcaline şi slab acide, în echilibru cu pirita poate să fie numai $UO_2$. Sideritul se poate asocia atît cu compuşii tetravalenţi, cît şi cu cei hexavalenţi, ai uraniului; hematitul se asociază numai cu compuşii hexavalenţi ai uraniului.

— Asociaţia U—V poate avea loc numai între compuşii vanadiului bivalent şi uraniul tetravalent. Compuşii vanadiului tetravalent se pot asocia cu uraniul tetravalent, cît şi cu compuşii uraniului. Oxizii de vanadiu pentavalent şi vanadaţii sînt stabili numai cu compuşii de uranil.

— Asociaţia U—Se. În apele acide, compuşii uraniului tetravalent şi ai celui hexavalent se vor asocia în special cu seleniul elementar şi mai rar cu selenitele. Migrarea seleniului sub formă ionică în soluţii va fi de cele mai multe ori slabă, din care cauză căile de migrare a uraniului hexavalent şi seleniului în aceste condiţii pot fi diferite. În apele neutre şi slab alcaline, oxidarea seleniului poate duce la formarea seleniţilor şi seleniaţilor. Aceştia din urmă sînt uşor solubili şi pot migra împreună cu compuşii uraniului hexavalent. De aceea, în soluţiile neutre şi alcaline este posibilă asocierea uraniului sau a compuşilor carbonatici ai uraniului cu ioni de seleniat ($SeO_4^{2-}$) sau de selenit ($SeO_3^{2-}$).

Reducerea ionului de selenit ($SeO_3^{2-}$) se realizează în cazul unei valori mai mari a potenţialului de oxido-reducere ($E_h$), decît reducerea compuşilor de uraniu hexavalent cu seleniul elementar.

În general, pentru desfăşurarea proceselor de reducere în zona de hipergeneză, seleniul se va reduce şi se va depune înaintea uraniului şi ferului. În aceste condiţii, rocile din zona de hipergeneză se pot îmbogăţi cu seleniu.

— Asociaţia U—Mo. Din analiza potenţialului de oxido-reducere a molibdenului rezultă că în condiţiile mediilor slab acid, neutru şi alcalin, în zona de hipergeneză pot exista numai compuşii molibdenului hexavalent, care se asociază atît cu uraniul tetravalent, cît şi cu uraniul hexavalent.

Numai în mediul reducător, puternic acid, este posibilă formarea compuşilor $Mo^{4+}$ şi asocierea acestora cu $U^{4+}$.

— Asociaţia U—Cr. În soluţiile puternic alcaline din zona de hipergeneză pot exista numai compuşii grei ai cromului trivalent care stau în echilibru atît cu uraniul hexavalent cît şi cu cel tetravalent. În condiţii de oxidare, intensitatea migrării uraniului şi cromului va fi diferită. Uraniul hexavalent va migra energic, iar cromul trivalent va migra destul de slab. În condiţii reducătoare atît uraniul cît şi cromul vor migra slab.

În medii alcaline, în condiţii de oxidare este posibilă oxidarea cromului la $Cr^{6+}$ şi formarea cromaţilor uşor solubili, care vor migra împreună cu compuşii $U^{6+}$. Astfel, în apele alcaline cu conţinut de oxigen, uraniul şi cromul migrează împreună. La valori mai mari ale *Eh*, cromaţii se reduc mai uşor decît uraniul şi ferul. De aceea, concentrarea cromului se poate produce în rocile acide în urma ferului şi uraniului.

Datorită unor proprietăţi chimice caracteristice uraniul poate migra cu uşurinţă în zona de hipergeneză. Printre aceste proprietăţi se menţionează următoarele:

— valenţa diferită, mobilitatea slabă a compuşilor săi tetravalenţi şi mobilitatea mare a celor hexavalenţi. Un rol important în migrarea şi depunerea uraniului îl au reacţiile de oxido-reducere;

— uraniul hexavalent formează cationul de uranil, de dimensiuni mari şi mobil în soluţii acide;

— solubilitatea mare a compuşilor carbonatici ai uraniului, stabili în mediile neutre şi slab alcaline;

— formarea compuşilor uraniului greu solubili în $PO_4^{3-}$, $AsO_4^{3-}$, $VO_4^{3-}$ şi $SiO_2$;

— adsorbţia ionului de uranil de către substanţele coloidale cu sarcina negativă.

Zonalitatea hidrogeochimică are un rol determinant în formarea zăcămintelor exogen-epigenetice, înţelegînd prin aceasta înlocuirea condiţiilor de oxidare cu cele de reducere sub acţiunea apelor. Se pare că această zonalitate se manifestă pretutindeni sub nivelul de eroziune

al structurilor deschise; în zonele marginale ale bazinelor arteziene din rocile sedimentogene ale unor depresiuni, în depresiunile intramontane adînci, în structurile monoclinale și flancurile anticlinalelor erodate, și în platformele cu aspect de cupole supuse eroziunii.

Totuși zăcăminte de uraniu de acest fel, numite în literatura de specialitate și „zăcăminte de tip infiltrațional" nu se formează decît numai acolo unde sînt întruniți laolaltă toți factorii metalogenetici. Astfel în partea superioară a subzonei de catageneză, zonalitatea hidrogeochimică este strîns legată de compoziția rocilor. Cu cît în rocă se găsesc mai multe substanțe cu proprietăți reducătoare, cu atît va fi nevoie de mai mult oxigen pentru oxidarea lor. În concluzie, va fi nevoie de o cantitate mai mare de apă și un timp mai lung pentru desăvîrșirea procesului de oxidare. De aceea apele cu conținut de oxigen pătrund mai adînc în rocile cu substanțe reducătoare. Corespunzător, limita dintre zona de oxidație și cea de reducere a acestor roci va fi la o adîncime mai mare.

Cele mai multe zăcăminte exogen-epigenetice sînt localizate în depozite continentale și litoral-marine.

Uraniul în soluție pătrunde în stratele de nisipuri și gresii cu mare permeabilitate; dacă întîlnește ecrane impermeabile de argile sau alte roci, prin reducere el se depune sub formă de pechblendă. Această concentrare are loc, în special, în punctul unde valoarea potențialului de oxido-reducere a apelor variază în limitele de 0,05—0,10.

Datorită prezenței piritei, sideritului și cantităților neînsemnate de resturi vegetale, culoarea gresiilor și nisipurilor diferă de a celorlalte roci nealterate. Zonele de alterare din gresii și nisipuri au forma unor lentile alungite pe direcția de curgere a apelor de infiltrație, din care cauză concentrațiile mai bogate de minereu iau forma unor corpuri cu aspect de seceră (*roll*) și sînt localizate în mediul reducător, în apropiere de limita dintre rocile alterate și cele cu aspect proaspăt.

Rocile sedimentare argiloase-grezoase sînt, de obicei, mult mai permeabile decît scoarța de alterare a rocilor granitice. La contactul dintre aceste faciesuri litologice ia naștere o zonă cu permeabilitate redusă, în care apele provoacă totuși gonflarea rocilor. Într-un climat arid, rocile sînt supuse unor intense procese de salinizare; în paralel cu sărurile carbonatice și sulfatile din apele de infiltrație se depune și uraniul, formînd astfel anomalii și chiar iviri de minereu la suprafața scoarței sau în apropiere de aceasta. Concentrațiile de uraniu formate pe această cale sînt mai totdeauna sub formă de silicați. Îmbogățirea apelor de circulație cu uraniu se face pe seama uraniului dispersat în masa granitelor, a șisturilor cristaline și în mare măsură ca urmare a procesu-

lui de alterare care provoacă remobilizarea acestui element. Pătrunzînd împreună cu apele din zona de oxidaţie în mediul reducător din formaţiunile sedimentare uraniul se reconcentrează, formînd astfel corpuri de minereu localizate la contactul dintre rocile alterate şi cele nealterate, cunoscute sub denumirea de *roll*. Forma aceasta de zăcămînt caracteristică zăcămintelor exogen-epigenetice de tipul oxidaţie pe strat se explică prin infiltrarea apelor în stratele uniform permeabile, cu o distribuire mai mult sau mai puţin omogenă a materiilor oxidate ; ea este condiţionată şi de alternanţa dintre rocile grezoase cu roci argiloase, datorită căreia rollele pot căpăta formele cele mai variate, (de exemplu în gresiile din formaţiunea Morrison din platoul Colorado).

În procesul de formare a acestor zăcăminte, limitele zonei de oxidaţie se deplasează treptat pe adîncimea stratului provocînd un proces continuu de redristribuire a uraniului pe cicluri de depunere, conducînd astfel la sporirea cantităţii de uraniu şi formînd adevărate zăcăminte de importanţă industraială.

Multe zăcăminte din Platoul Colorado au o legătură spaţială evidentă cu orizonturile acvifere de mică adîncime. Aceste zăcăminte sînt permanent supuse acţiunii apelor subterane.

După Woodmancy între zăcămintele de uraniu şi circulaţia apelor subterane există următoarele relaţii :

1. Zonele caracterizate printr-o puternică circulaţie a apelor subterane sînt favorabile depunerii mineralizaţiilor de uraniu, indiferent dacă acestea se găsesc la adîncimea mică, aproape de suprafaţă (ca în bazinul terţiar al statului Wyoming) sau la adîncime mare (ca în regiunea Ambrosia Lake din statul New-Mexico).

2. Circulaţia apelor subterane este direct influenţată de elementele structurale, care exercită un control clar asupra mineralizaţiei.

3. Direcţia de circulaţie a apelor subterane indică extinderea posibilă a corpurilor de minereu.

Alături de aceşti factori au importanţă şi substanţele reducătoare din roci şi valorile potenţialului de oxido-reducere (*Eh*).

Proprietăţi reducătoare faţă de uraniu au şi cărbunii, care se pot îmbogăţi epigenetic rezultînd concentraţii economice. Acumulările cele mai bogate din cărbuni se găsesc, mai ales, la contactul acestora cu stratele de roci impermeabile.

Cele mai active substanţe organice cu proprietăţi reducătoare sînt produsele de origine petrolieră. Paralel cu mineralele urano-organice ca thucolitul, carburanii, asfaltitele etc., care au o compoziţie complexă, produsele ţiţeiului oferă condiţii de reducere deosebite atît în roci, cît şi în ape. A. A. Smirnov consideră că precipitarea uraniului

la limita dintre apele de infiltrație cu apele de zăcămînt din structurile petrolifere are loc în urma reducerii ionului de sulfat sub acțiunea hidrocarburilor pînă la $H_2S$, care la rîndul său reduce uraniul pînă la forma tetravalentă.

Contactul dintre apele încărcate cu oxigen și zăcămintele de petrol este caracterizat prin intense transformări geochimice. Aici au loc procese microbiologice care conduc, în final, la formarea unor bitume, care sînt propice fixării uraniului din apele cu conținut de uraniu.

Într-un zăcămînt de petrol, la limitele dintre apă-petrol-gaze, în afară de uraniu se mai depun, în cantități reduse, și alte elemente ca Ni, Co, Mo, Fe, Pb, Zn, Se și uneori pămînturi rare.

Multe din acestea se depun sub formă de sulfuri, datorită sulfului din bitumene și $H_2S$ din ape.

Petrolul ca substanță lichidă transportă cantități reduse de uraniu, deci nu poate contribui efectiv la formarea zăcămintelor de uraniu.

Tipul comun de minereuri uranifere din Platoul Colorado, ca și din alte regiuni ale lumii îl constituie *asfaltitul uranifer* sau *pirobitumenul*. Acesta reprezintă de fapt petrolul oxidat din structurile petrolifere degradate. Russel explică polimerizarea petrolului brut, oxidat pînă la asfaltit, prin fenomenul de iradiere cu raze $\alpha$, $\beta$ și $\gamma$. În aceste condiții s-a degajat hidrogenul, care a redus în continuare uranilul pînă la forma de uraninit.

Un rol important în precipitarea uraniului pe structurile petrolifere îl are metanul, hidrogenul sulfurat, hidrocarburile grele etc. Russel presupune că aceste structuri joacă un rol important în localizarea minereurilor uranifere chiar și atunci cînd acestea nu au hidrocarburi. Apele de zăcămînt din aceste structuri fiind izolate constituie un mediu reducător, astfel că apele de infiltrație încărcate cu uraniu se reduc și depun din ele uraniu și alte elemente însoțitoare. Astfel de procese s-au petrecut și se petrec și astăzi în multe regiuni ale lumii, inclusiv în țara noastră. În Texasul de sud, în cupola zăcămîntului de sare Palangana este localizat un zăcămînt de uraniu format pe seama depozitelor tufogene de vîrstă mio-pliocenă, din care uraniul a fost extras, transportat și depus de către apele subterane. La contactul acestor ape cu formațiunile din acoperișul zăcămîntului de sare a apărut o barieră reducătoare, care a facilitat precipitarea uraniului.

Legătura genetică dintre structurile petrolifere și zăcămintele de uraniu-vanadiu și chiar zăcămintele de Pb-Zn-Cu este evidentă și în Platoul Colorado.

Un tip special de zăcăminte de uraniu exogen-epigenetice a fost descris de Hart în statul Montana (S.U.A.). Aici există corpuri de minereu localizate în carsturile calcarelor carbonifere din zonă. Concen-

trațiile de uraniu, împreună cu celelalte substanțe însoțitoare, sînt efectul depunerii din apele subterane creînd zăcăminte mici de uraniu.

În concluzie, formarea zăcămintelor de uraniu de tip exogen-epigenetic este legată de limita dintre zona de oxidație și reducere, care constituie o barieră geochimică în calea migrației uraniului. Factorii de control în reducerea, depunerea și fixarea uraniului îi reprezintă valorile potențialului de oxido-reducere și pH-ul mediului de depunere.

În ceea ce privește formarea zăcămintelor exogene de uraniu, există și acum un număr apreciabil de cercetători care acordă un rol preponderent proceselor singenetice. Totuși ținînd cont de raportul cantitativ al concentrațiilor de materie primă radioactivă, zăcămintele exogen-epigenetice de uraniu ocupă un loc primordial, existînd între cele două tipuri genetice deosebiri evidente. După S. G. Batulin (1965), se pot face următoarele considerații asupra genezei zăcămintelor epigenetice:

1) formarea zăcămintelor exogen-epigenetice a avut loc după punerea în loc a rocilor gazdă, fiind determinată de caracteristicile litologice ale acestora;

2) un rol determinant în formarea acestor zăcăminte l-au avut condițiile climatice din perioada post-sedimentară;

3) depunerea și formarea zăcămintelor exogen-epigenetice de uraniu este influențată direct de evoluția post-sedimentară a complexelor litologice;

4) apele subterane joacă un rol important în formarea corpurilor de minereu;

5) structurile petrolifere degradate constituie medii propice localizării uraniului epigenetic;

6) substanțele cărbunoase favorizează precipitarea ionilor de uranil dînd naștere la concentrații de interes economic.

Studiile de prognoză și executarea lucrărilor de prospecțiuni geologice pentru zăcăminte exogen-epigenetice se pot elabora numai pe cunoașterea temeinică a factorilor care au determinat punerea în loc a acestor zăcăminte. Teoria epigenetică de formare a zăcămintelor de uraniu a fost oarecum fundamentată numai după ce s-a studiat în prealabil un bogat material documentar privind mineralogia, litologia, tectonica, geomorfologia și compoziția minereurilor. Studiile litofaciale au fost acelea care au demonstrat că mineralizația de uraniu aferentă acestui tip genetic este legată de anumite litofaciesuri Transformările epigenetice suferite posterior de roci generează o zonalitate a repartiției mineralizației atît în plan orizontal, cît și vertical.

În formarea zonalității epigenetice un rol determinant îl joacă condițiile hidrogeochimice, care determină procesele de migrare și condițiile de depunere a uraniului. Nu este de neglijat nici rolul substanței organice în migrarea și concentrarea uraniului.

S. G. Batulin et al. (1965) a întocmit o clasificare a zăcămintelor exogen-epigenetice, utilă pentru domeniul prospectării și exploatării concentrațiilor de substanțe minerale radioactive. Astfel, în funcție de tipul de zonalitate care controlează mineralizația, Batulin propune următoarea clasificare a zăcămintelor exogen-epigenetice de uraniu:

1. Grupa zăcămintelor controlate de zonalitate epigenetică verticală:

— Tipul de alterare (zonalitate de oxidare).

— Tipul exodiagenezei depozitelor continentale (zonalitate mascată).

2. Grupa zăcămintelor de adîncime controlate de zonalitate epigenetică orizontală:

— Tipul de oxidare în prezența oxigenului.

— Tipul de oxidare fără oxigen.

Această clasificare a fost completată cu alte două tipuri genetice de zăcăminte radioactive:

— Concentrații superficiale de uraniu din zone cu climă uscată (evaporite).

— Zăcăminte aluvionare.

Adăugarea acestor două tipuri de zăcăminte la clasificarea generală a zăcămintelor exogen-epigenetice conduce la o clasificare mai cuprinzătoare și utilă, mai ales, din punct de vedere practic.

Spre deosebire de zăcămintele singenetice, la care noțiunile de „minereu" și „rocă mineralizată" adeseori se confundă, în cadrul zăcămintelor exogen-epigenetice cele două noțiuni sînt complet diferite. Aceeași rocă poate fi parțial, sau total mineralizată, sau chiar sterilă, în funcție de acțiunea proceselor exogene de mineralizare, care pot depune și fixa elementele utile în roci cu compoziție mineralogică diferită. Datorită acestor caracteristici, clasificarea zăcămintelor exogen-epigenetice coincide cu împărțirea lor pe tipuri de roci mineralizate.

În funcție de controlul exercitat de zonalitatea epigenetică și de geneză, se deosebesc două grupe de zăcăminte de uraniu exogen-epigenetice: 1) zăcăminte controlate de zonalitate verticală; 2) zăcăminte controlate de zonalitate orizontală.

**Zăcăminte controlate de zonalitate verticală.** Concentrațiile de uraniu din această grupă se caracterizează printr-o zonalitate generată de acțiunea apelor din zona de hipergeneză, puternic aerate, și de apele freatice din partea superioară a nivelului hidrostatic unde se petrece de

asemenea un puternic schimb al ionilor de oxigen. Această suprafață liberă este permanent în contact cu atmosfera, stabilind zone hidrodinamice și hidrochimice marcate de limite clare. Apele freatice și transformările din roci petrecute sub acțiunea acestora conduc la formarea de zone care se extind paralel cu nivelul hidrostatic al pînzei de apă subterană. Aceste zone au contur neregulat, atunci cînd apele subterane circulă prin porii rocii, sau formează lentile alungite cînd apa ca agent de transport a folosit drept căi de circulație, suprafața de șistozitate (stratificație), fisurile sau fracturile din roci. În secțiune, formele de zăcămînt arată ca niște fîșii paralele cu nivelul apelor freatice. Acest nivel marchează de fapt, limita transformărilor epigenetice unde s-a petrecut tot cortegiul de fenomene exogene care au determinat formarea mineralizației de uraniu. Aceste caracteree deosebite permit diagnosticarea mineralizațiilor exogen-epigenetice legate de acțiunea apelor freatice, mai ales atunci cînd zonalitatea verticală este mascată de alte procese postume.

Zăcămintele de uraniu aferente acestei grupe sînt destul de numeroase, însă nu sînt de mari dimensiuni.

*Zăcămintele de alterare* sînt localizate, de obicei, în formațiunile sedimentare cu intercalații de cărbuni, iar iviri de minereu de uraniu de proporții mai reduse se întîlnesc în cele mai variate tipuri de roci, inclusiv în scoarța de alterare a corpurilor granitoide.

Zăcămintele de alterare cu zonalitate verticală de oxidare, au două moduri de ocurențe uranifere: 1) în scoarța de alterare, unde se formează sub acțiunea apelor freatice care circulă prin fisurile rocilor; 2) la suprafață, unde formarea lor este condiționată de circulația prin pori a apelor freatice. Zăcămintele din această ultimă categorie, în general, se formează sub influența apelor de infiltrație, care circulă de sus în jos. Se cunosc asemenea zăcăminte de uraniu în cărbunii inferiori din S.U.A. (Dakota), în depozitele terțiare din partea de nord-vest a statului Colorado și în formațiunile carbonifere și jurasice cu cărbuni din U.R.S.S.

Mineralizația acestor zăcăminte are forma de lentilă, lentilă-strat, este izometrică și are tendința de a se concentra numai la anumite nivele (fig. II.29). În acoperișul mineralizației de uraniu se găsesc roci puternic oxidate cu oxizi de fer, iar în culcuș se află diferite roci cenușii bogate în substanțe organice și sulfuri (fig. II.30).

Conținutul de uraniu din zăcămintele controlate de zonalitatea verticală este neuniform; de obicei acesta este de $n \cdot 10^{-2}$ %. În corpurile de minereu mici, conținutul de uraniu ajunge pînă la $n \cdot 10^{-1}$ %, iar în unele zone depășește 1%.

Uraniul din aceste zăcăminte este reprezentat prin pechblendă, zeunerit, autunit, torbernit, carnotit și uraniu asociat cu substanțe organice. În aceste minereuri predomină oxizi de uraniu, alături de care

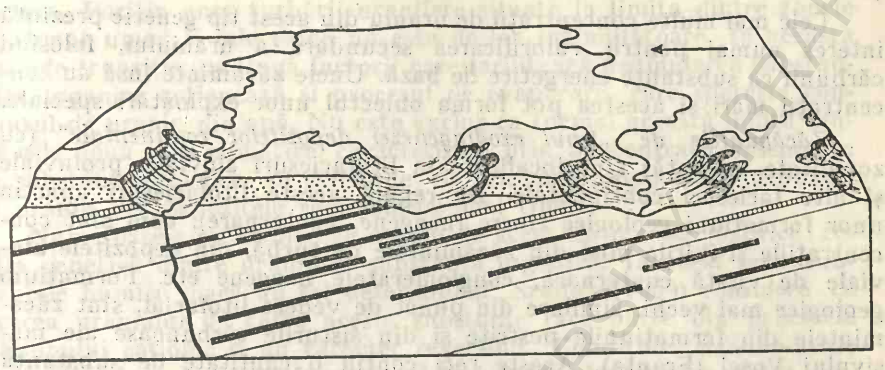


Fig. II.29. Lentile de minereu uranifer.

sînt concentrate și elemente cu valențe variabile, de unde se observă că la formarea acestora, procesele de reducere au jucat un rol preponderent. La redepunerea unor asemenea concentrații, în stadiile tîrzii ale epigenezei o parte din cantitatea de uranin poate să rămînă în zona de oxidație sub formă de compuși cu vanadiul, fosforul etc. Un ase-

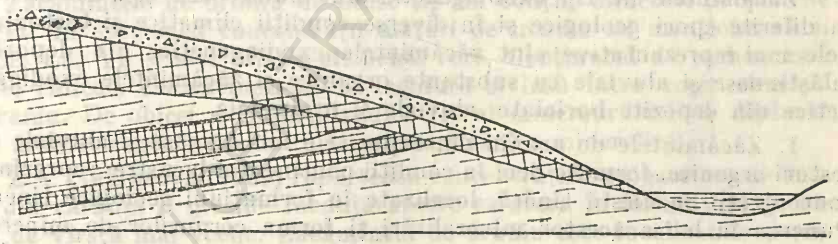


Fig. II.30. Minereu de uraniu cu oxizi de Fe în acoperiș și substanțe organice cu sulfuri metalice, în culcuș.

menea tip de mineralizație ar putea să fie micele uraniferre, care sînt caracteristice zăcămintelor de alterare.

Sursa uraniului din zăcămintele „tip alterare" nu este bine definită. Astfel, pentru cele mai multe cazuri se presupune că uraniul a fost

extras din unele orizonturi de tufite sau tufogresii. Mazurski (1958) presupune că zăcămintele din Wyoming, zona Red-Desert, ar avea trei asemenea surse de uraniu : soluţiile hidrotermale, rocile granitoide şi cenuşile vulcanice.

Cele mai multe concentraţii de uraniu din acest tip genetic prezintă interes numai pentru valorificarea secundară a uraniului, folosind cărbunii ca substanţe energetice de bază. Unele zăcăminte însă au concentraţii mari şi acestea pot forma obiectul unor exploatări speciale.

*Zăcămintele de „tipul exodiagenezei depozitelor continentale"* (cu zonalitate mascată) sînt localizate în litofaciesuri aluviale, proluviale şi alte faciesuri continentale. De regulă, aceste litofaciesuri aparţin unor formaţiuni geologice tinere (neogene, cuaternare), cum sînt concentraţiile şi ivirile mici din zăcămintele de turbă, din depozitele aluviale de vîrstă cuaternară, conglomeratele neogene etc. Formaţiuni geologice mai vechi, similare din punct de vedere litofacial, sînt zăcămintele din formaţiunile pestriţe şi din şisturile cărbunoase ale masivului Vosgi (Franţa). Aceste roci conţin o cantitate de substanţă organică ce depăşeşte uneori zecimi de procent. Conţinutul de uraniu din roci este de $(2—8)\cdot10^{-2}\%$ şi numai uneori $(1—2)\cdot10^{-1}\%$.

Formarea acestor zăcăminte este legată de diageneza depozitelor superficiale. Epigeneza lor este dependentă de spălarea acestora de către apele freatice şi începe o dată cu procesul de sedimentogeneză, chiar în stadiul de diageneză. Cînd aceste sedimente sînt bogate şi în substanţe organice, iar apele care le spală conţin uraniu în soluţie, apar condiţii propice formării concentraţiilor de importanţă economică.

Zăcămintele de tip exodiagenetic sînt numeroase şi s-au format în diferite epoci geologice şi în diverse condiţii climatice şi tectonice. Cele mai reprezentative sînt zăcămintele exodiagenetice din depozite mlăştinoase şi aluviale cu substanţe organice şi zăcămintele exodiagenetice din depozite bariolate, aluviale şi proluviale.

1. Zăcămintele de uraniu din depozitele mlăştinoase şi aluviale cu resturi organice, formate deci în condiţii continental-lacustre, reprezintă concentraţii de vîrstă tînără, localizate în formaţiuni geologice tinere. Punerea în loc a acestor mineralizări şi forma corpurilor de minereu sînt determinate de condiţiile geomorfologice şi hidrogeologice. Un rol tot atît de important în formarea zăcămintelor exodiagenetice îl au de asemenea apele freatice cu conţinut ridicat de uraniu. Astfel un zăcămînt de turbă cu conţinut de 0,01% U a fost drenat de ape cu conţinut de uraniu de cel puţin $1\cdot10^{-5}$ g/l.

De obicei asemenea zăcăminte se găsesc în jurul masivelor granitoide, limitrofe unor complexe de roci cu conţinut de uraniu, sau chiar în imediata apropiere a unor ocurenţe uranifere (Heinrich, 1962).

Forma corpurilor de minereu din depozitele lacustre cu intercalații de turbă este de lentilă cu efilări accentuate și grosimi reduse. Adîncimea acestor concentrații nu depășesc 2—3 m de la suprafață, iar conținutul în uraniu este determinat de condițiile climatice ale zonei respective. Poziția unor turbării uranifere situate la limita dintre zonele cu climat umed și cele aride nu este de loc întîmplătoare. În această zonă de tranziție, pe lîngă factorii care facilitează acumularea substanțelor organice acționează și procesul de evaporare, care sporește conținutul de uraniu din apă. Nu este exclus ca tocmai această limită dintre cele două zone climatice, caracterizate prin concentrații însemnate de substanțe organice, să concorde cu cele mai importante depuneri de uraniu din depozitele sedimentare mai tinere.

Numeroasele zăcăminte de uraniu de acest tip par să justifice relația genetică dintre uraniu și substanța organică. În acest sens substanțele humice joacă un rol determinant. Szallay (1954) consideră că fixarea uraniului de către aceste substanțe face parte din procesele schimbului cationic și au caracter reversibil. Condițiile alcalino-acide ale mediului de depunere favorizează stabilitatea legăturilor dintre uraniu și substanțele organice. Aceasta explică marea mobilitate a uraniului din turbării atunci cînd are loc și o mare variație sezonieră sau anuală a *p*H-ului din ape.

În localizarea acestui tip de mineralizație, o importanță mai mică o au și fenomenele de oxido-reducere, deși în unele iviri de minereu și constată prezența sulfurilor de fer, care demonstrează existența unui mediu reducător pronunțat de acumulare a uraniului și o reducere posibilă a acestuia pînă în forma tetravalentă.

Zăcămintele de uraniu de acest tip nu conțin minerale proprii de uraniu. În asemenea concentrații alături de uraniu se menționează și Y, Ce, La, Yb și alte cîteva elemente rare. Conținutul de carbon este foarte ridicat, constatîndu-se o legătură strînsă între acest element și uraniu. De obicei, echilibrul radioactiv al minereurilor este deplasat spre uraniu, explicînd într-un fel vîrsta tînără a mineralizației.

Z.A. Nekrasova (1957) raportează concentrațiile epigenetice de uraniu din cărbuni și gresiile înconjurătoare acestora la formațiuni geologice de vîrstă mai veche. Zăcămîntul de uraniu este localizat în depozitele de cărbuni de vîrstă jurasică dintr-o depresiune intramontană. Mineralul propriu-zis este situat foarte aproape de contactul dintre granite și roci metamorfice de vîrstă proterozoică. Mineralizația s-a depus numai în acele strate cu cărbuni care au atît în acoperiș, cît și în culcuș, gresii permeabile, cu granulație mare. Proporțional cu distanța de la stratul cărbunos mineralizat spre culcuș sau acoperiș, conținutul de uraniu se reduce progresiv. Dacă între stratul de cărbune și nivelul de gresie se intercalează un orizont de argilă cărbunoasă,

uraniul se concentrează în această argilă, iar cărbunele rămîne steril. Aceste particularităţi arată caracterul epigenetic al mineralizaţiei de uraniu în cărbuni şi gresii. Mineralizaţia de uraniu este reprezentată mai ales prin pechblendă, fin diseminată, în cea mai mare parte. Conţinuturile cele mai mari se găsesc în cărbuni şi gresii piritizate şi se concentrează, de regulă, în jurul piritei epigenetice, corodînd-o. În asociaţie cu uraniu se identifică şi conţinuturi de Mo şi elemente ale pămînturilor rare.

2. Zăcămintele exodiagenetice din depozite bariolate, aluviale şi proluviale, se prezintă, de obicei, ca lentile, cuiburi şi strate de roci, iniţial de culoare cenuşie, intercalate între roci de culoare roşie. Zăcăminte de acest gen se găsesc, de obicei, în formaţiunile Paleozoicului superior, mai ales de la marginile unor depresiuni intramontane. În asemenea bazine s-au acumulat complexe litologice vărgate, de tip continental, de care se leagă mineralizaţia de uraniu (fig. II.31).

Depresiunile intramontane în care s-a acumulat material detritogen au fost supuse unor procese succesive de subsidenţă, creînd o structură în formă de graben, în care formaţiunile metalifere adiacente s-au scufundat la o mare adîncime. Abia în timpul orogenezei alpine aceste formaţiuni au fost scoase la suprafaţă.

În Paleozoicul superior, depresiunile intramontane se găseau, probabil, în zone cu climă aridă, iar formaţiunile încojurătoare erau într-un climat umed sau semiarid.

Depozitele bariolate de tip continental sînt constituite din elemente aluviale şi proluvial-deluviale. În complexul aluvial se găsesc gresii cenuşii cu granulaţie diferită, cu resturi de plante, care pe alocuri formează mici acumulări. În aceste gresii se găsesc lentile dispersate, intercalaţii şi fragmente remanente de aleurolite şi argile cenuşii verzui şi cafenii formate în condiţiuni continental-lacustre. În ele se diferenţiază întotdeauna concreţiuni lentiliforme de carbonaţi de calciu şi magneziu. Compoziţia mineralogică a materialului clastic este destul de variată, fiind alcătuită din granule de cuarţ şi feldspaţi de potasiu, biotit, muscovit, minerale metalice, fragmente de roci efuzive, intruzive şi metamorfice. Masa principală a depozitelor aluviale are caracteristic culoarea cenuşie şi verzuie, determinată de prezenţa mineralelor protoxidului de fier (siderit, leptoclorit). Lipsesc depunerile de sulf. Conţinutul acestui element sub formă de sulfat este extrem de redus şi nu depăşeşte 0,10%. Sulfurile de fier, ca şi ale celorlalte metale sînt, de asemenea, destul de rare şi se întîlnesc în cantităţi destul de mici, numai în asociaţie cu substanţe organice. Conţinutul de sulf sub formă de sulfură, pe aceste zone nu depăşeşte 0,59%, dar cel mai frecvent se găseşte sub 0,1%.

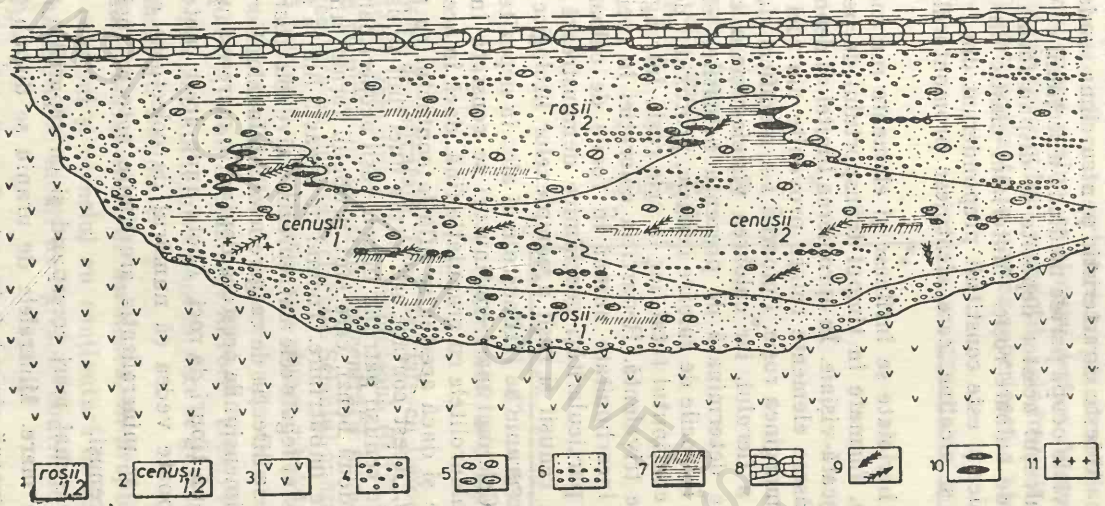



Fig. II.31. Secţiune litofacială schematică a complexului bariolat metalifer din depozitele Paleozoicului superior :

*1* — depozite deluviale şi proluviale roşii ; *2* — depozite aluviale cenuşii ; *3* — formaţiuni efuzive ; *4* — pietrişuri ; *5* — fragmente remaniate de argile ; *6* — gresii ; *7* — lentile de argile ; *8* — orizonturi reper de calcare brecciforme ; *9* — resturi vegetale ; *10* — colectoare de metal ; *11* — mineralizaţie slabă de uraniu.

Cantitatea redusă de sulfaţi şi sulfuri se datorează, probabil, gradului scăzut de sulfatare a apelor în perioada de acumulare şi exodiageneză a sedimentelor, ceea ce este caracteristic pentru clima semiaridă.

Depozitele aluviale ocupă partea mediană a secţiunii cu roci vărgate În acoperişul şi culcuşul acestor depozite se dispun formaţiuni proluviale şi deluviale de culoare roşie. Materialul elastic din aceste roci este mult mai grosier şi este constituit preponderent din fragmente de roci efuzive acide şi alcaline, care alcătuiesc promontoriile bazinului intramontan.

În formaţiuni bariolate se întîlnesc şi elemente remaniate constituite din aleurolite, formate în timpul transportului de pe continent. Ele au o culoare roşcată-vişinie. În apropierea limitei cu depozitele cenuşii subiacente se găsesc elemente rulate provenite din roci de culoare cenuşie-verzuie cu marginea roşie. Culoarea s-a modificat datorită procesului de oxidare a fierului, iar culoarea vişinie-roşie a complexului aluvial-deluvial este determinată de prezenţa hematitei, existentă în cimentul unor roci. În rocile de culoare cenuşie, protoxidul de fer reprezintă jumătate din conţinutul total, iar în cele roşii, întreaga cantitate de fier este în stare trivalentă. Repartiţia coloraţiei în roci, existenţa resturilor vegetale încarbonitate numai în rocile de culoare cenuşie, precum şi celelalte particularităţi geochimice demonstrează caracterul primar al coloraţiei cenuşii şi roşii a complexelor litologice.

Mineralizaţia de uraniu se întîlneşte mai ales în depozitele aluviale de culoare cenuşie. Cele mai mari conţinuturi se constată în pachetele de gresie cenuşie şi aleurolitele cu granulaţie fină, dacă în acestea se găsesc resturi vegetale şi dacă acestea se află la contactul cu pachete de roci colorate în roşu. Acest contact are forma unei linii sinusoidale sau îndinţate, unde rocile cenuşii pătrund în cele roşii acoperitoare, ca două braţe, sub formă a două benzi, care sînt probabil formaţiuni ale unor vechi albii în faza de îmbătrînire. Tocmai de această limită şi mai ales de aceste albii vechi sînt legate cele mai reprezentative colectoare de mineralizaţii, care urmăresc direcţia de curgere a vechiului rîu. Forma corpurilor de minereu şi dimensiunile acestora depind în mare măsură de contactul dintre cele două tipuri de roci. Acolo unde acest contact are un contur îndinţat se poate vedea că numărul de colectoare corespunde numărului de dinţi, iar mineralizaţia are limite nete cu rocile roşii şi estompate cu cele cenuşi.

Conţinuturile cele mai mari corespund şi cu repartiţia spaţială a rocilor cu granulaţie mare. Mineralele de uraniu se dispun în spaţiul intergranular, impregnează cimentul de natură argiloasă şi fragmentele argiloase, foarte fine.

Mineralizația de uraniu din formațiunile bariolate este reprezentată prin pechblendă, hidromolibdat de uraniu și hidrosilicat de uraniu. Uneori asociate cu aceste minerale primare se găsesc mici cantități de sulfuri de fier, plumb, cupru și zinc, ca și oxizi de fier. Mineralele caracteristice zonei de oxidație (uranopihan, uranotil, sklodowskit, soddyit, carnotit, tyuyamunit) sînt localizate în partea superioară a zăcămîntului, în ime-

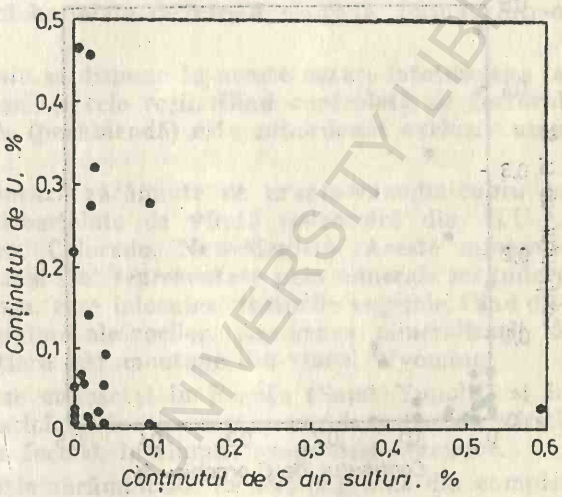



Fig. II.32. Conținuturi de U și S sub formă de sulfuri din unele gresii cenușii.

diata apropiere de suprafață, fiind asociate cu limonit, malachit, calcit și gips. Uneori vanadiul (1%), molibdenul (0,3%) și arsenul (0,7%) formează în corpurile de minereu, concentrații mari, însă frecvent conținuturile acestora nu depășesc clarkul. Seleniul apare sub formă de seleniu nativ și ferroselit. Conținutul său ajunge pînă la zecimi de procent și crește în complexul rocilor de culoare roșie. Cele mai mari conținuturi de seleniu (0,04%) s-au determinat în rocile efuzive acide, din promontoriile adiacente bazinului intramontan, care se găsesc remaniate în depozitele sedimentare bariolate.

Stronțiul și bariul apar, de asemenea, în proporții ridicate (0,01—0,9%), iar cobaltul și nichelul au conținuturi de 0,001—0,002% apropiate de conținuturile medii din gresiile continentale (N. B. Strahov et al. 1959).

Fosforul (0,1—0,5%) și argintul (0,007%) apare în probe destul de izolate, fără vreo legătură cu uraniul.

Din cercetările de teren a rezultat că nu toate complexele de roci cenușii cu concentrații de substanțe vegetale incarbonizate sînt purtătoare de uraniu, după cum în corpurile de minereu uranifer nu se observă o relație directă între uraniu și resturile vegetale (fig. II.33). Controlul cel mai sigur al acestei mineralizații îl exercită limita dintre cele două

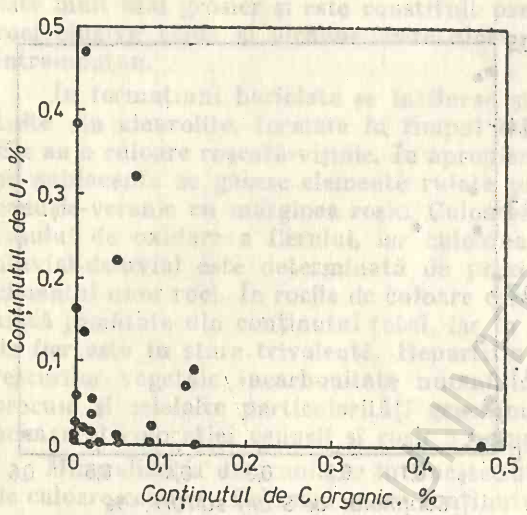



Fig. II.33. Relația dintre conținutul de U și substanța vegetală — incarbonizată din depozitele sedimentare de culoare cenușie.

complexe litologice, colorate diferit. Acest control este de tip facial și este în același timp de origine primară, indicînd astfel caracterul epigenetic al mineralizației de uraniu. Acest caracter se manifestă și în morfologia corpurilor de minereu, în concordanța dintre conținuturile maxime de uraniu și alternanțele de roci cu granulație mare, precum și în prezența unor neoformațiuni epigenetice cu conținut de hematit în cimentul complexului de roci cenușii.

Uraniul și seleniul au fost dizolvate din rocile efuziv-acide și neutre care alcătuiesc complexul de culoare roșie. Sursă suplimentară au putut servi efuziunile și concentrațiile metalice din zonele de eroziune, adiacente. Clima semiaridă a zonei de acumulare a contribuit de asemenea la ridicarea concentrației de uraniu din ape. Uraniul și seleniul s-au depus la schimbarea condițiilor fizico-chimice, la contactul dintre complexul de culoare roșie și cel de culoare cenușie, din fundul albiei rîului. Seleniul, ca urmare reducerii ionului său la valori mai mari ale Eh-ului s-a depus înaintea uraniului (L. S. Evseeva, A. I. Perelman, 1962). Acest fapt explică și conținuturile mai mari de Se în depozitele de culoare roșie.

În rocile bariolate de tip continental se observă frecvente urme ale proceselor de exodiageneză. De cele mai multe ori, însă, aceste urme sînt estompate de unele transformări epigenetice mai noi şi mai active. Aceste fenomene mai tinere, suprapuse, generează concentraţii de uraniu mai mari şi mai bogate, acestea reuşind să provoace o remobilizare a substanţei minerale.

D. G. Sapajnikov şi M. A. Viselkina (1962) descriu un asemenea zăcămînt localizat în roci bariolate de vîrstă neogenă, format într-o zonă cu climă aridă.

Mineralizaţia de uraniu se dispune în aceste cazuri întotdeauna la limita dintre rocile cenuşii şi cele roşii, fiind controlată de factorul facial. Minereul de uraniu (pechblendă) este subordonat exclusiv unui control tectonic.

Finch (1958) menţionează zăcăminte de uraniu-vanadiu-cupru în depozitele de tip fluvial-bariolate de vîrstă paleozoică din S.U.A. (Pennsylvania, Oklahoma, Colorado, New-Mexico). Aceste mineralizaţii sînt puternic oxidate şi sînt reprezentate prin minerale secundare de uraniu, vanadiu şi cupru, care înlocuiesc resturile vegetale, fiind dispuse în spaţiile intergranulare ale rocilor. Asemenea mineralizaţii se cunosc şi în bazinele terţiare intramontane din statul Wyoming.

Zăcăminte similare se cunosc şi în Franţa (Saint Yppolit) şi în România, unde rocile bariolate de tip continental-lacustru de vîrstă Paleozoic-superioară s-au format în timpul orogenezei hercinice.

Formarea şi distribuţia zăcămintelor de exodiageneză din complexele litologice bariolate de tip continental-lacustru sînt determinate de condiţii şi caracteristici bine precizate, dintre care se menţionează următoarele:

1. Complexele litologice bariolate se referă la formaţiunile geologice de culoare roşie care se formează în condiţiuni de climă aridă, în fazele finale de dezvoltare a structurilor geosinclinale.

2. Grosimile maxime ale depozitelor bariolate se întîlnesc în sinclinale asimetrice, sinclinale suprapuse şi depresiuni erodate. Spre periferia acestor structuri se acumulează depozite proluviale, deluviale şi aluviale. Zonele mai înalte se caracterizează printr-o largă dezvoltare a formaţiunilor intrusive sau efuzive. Acumularea elementelor remaniate din bazin este adeseori sincronă cu activitatea vulcanică sau postvulcanică.

3. Apele curgătoare din cuprinsul suprafeţei de acumulare a rocilor bariolate se ramifică într-un număr considerabil de albii răspîndite în diferitele şesuri aluviale (Ruhin, 1962). Acest fapt creează o mare instabilitate în constituţia petrografică a formaţiunilor litologice.

4. Compoziția mineralogică a elementelor remaniate se caracterizează printr-o mare varietate: cuarț, feldspați, mice, minerale argiloase etc.

5. Pentru complexele bariolate este caracteristică prezența a numeroase minerale metalice și elemente rare (Cu, Pb, Zn, Cr, Ag, Ni, V, Co, Mo, U, Se). A. I. Perelman și E. N. Borisenko (1962) menționează conținutul crescut de Cu, Ba, Cr, V, Ni, și Ga din complexul rocilor roșii. Mai rar se întîlnește Be, Co, Pb, Mo, U și foarte rar Zn, Ag, Ge și As.

6. Sursa acestor elemente o constituie rocile din zona de eroziune, corpuri endogene de minereu și produse vulcanice. Uneori uraniul predomină față de cupru și vanadiu. Această situație este caracteristică pentru regiunile cu mari edificii intrusive și efuziv-acide și neutre. Predominarea cuprului și vanadiului față de uraniu este caracteristică domeniilor de răspîndire a rocilor bazice. În aceste minereuri se pot întîlni concentrații bogate de cobalt și nichel. Prezența mineralizațiilor polimetalice în zonele de eroziune justifică creșterea conținutului de Pb, Zn, Cd, Ag etc. în minereuri.

7. Mediul reducător se creează în locurile cu puternice concentrații de substanțe organice de origine vegetală.

8. În complexele bariolate se constată frecvent fenomene secundare de silicifiere, carbonatare etc. Carbonatarea se exprimă prin prezența concrețiunilor și lentilelor de gresii, în substituirea granulelor corodate de feldspați și cuarț, în formarea pseudomorfozelor de calcit după gips. Silicifierea se constată mai ales în resturile vegetale.

Dacă în zăcămintele de tip „alterare" se observă zonalitatea verticală de oxidare, care le înrudește oarecum cu concentrațiile secundare de uraniu din zona de cimentație, în zăcămintele de exodiageneză această zonalitate lipsește. Aceasta constituie, de fapt, deosebirea esențială dintre cele două tipuri de zăcăminte ale grupei controlată de zonalitatea verticală.

Minereuri de uraniu exodiagenetic apar mai cu seamă în regiunile cu depozite sedimentare afectate de tectonică descendentă, atunci cînd nivelul apelor subterane crește. În aceste cazuri, uneori nu se creează o zonalitate care să controleze mineralizația, iar alteori zonalitatea epigenetică formată în timpul coborîrii nivelului local de eroziune se afundă și se mascheză. Această situație este cauzată și de îmbogățirea rocilor gazdă cu substanță organică activă din punct de vedere geochimic.

Concentrații de uraniu de „tipul alterare" apar în zone denudate atunci cînd acestea sînt afectate de o tectonică ascendentă și cînd nivelul apelor subterane scade. Zonalitatea epigenetică a acestora este

foarte clară și se suprapune peste rocile cu substanță organică incarbonizată, mai puțin activă din punct de vedere geochimic.

**Zăcăminte controlate de zonalitate orizontală.** Aceste zăcăminte epigenetice se formează sub acțiunea apelor sub presiune (arteziene). Legătura acestor ape cu atmosfera se face, în cea mai mare parte, prin apele freatice din zona de infiltrație și de formare a presiunii. În urma interacțiunii dintre roci și apă, compoziția în gaze și săruri a apei suferă unele modificări. Chiar și rocile, la rîndul lor, își schimbă compoziția mineralogică.

Transformările epigenetice din rocile cu conținut de apă, în urma circulației apelor sub presiune, reflectînd procesele de interacțiune dintre apă și roci, imprimă mineralizației o *zonalitate genetică orizontală.*

Zăcămintele din această grupă se cunosc și sub denumirea de „zăcăminte tip gresie" sau „Colorado". Printre acestea predomină zăcămintele cu zonalitate orizontală pe strat, formate sub acțiunea apelor care circulă prin porii rocilor și mai puțin sub influența apelor de circulație prin fisuri și fracturi.

În grupa zăcămintelor controlate de zonalitate epigenetică orizontală, S. G. Batulin et al. (1968) deosebește două tipuri distincte : zăcăminte de oxidare sub acțiunea oxigenului ; zăcăminte de oxidare în absența oxigenului.

*Zăcăminte de oxidare sub acțiunea oxigenului.* Aceste zăcăminte sînt legate de prezența complexelor litologice cenușii, deși se întîlnesc uneori și în seriile roșii. Mineralizațiile se localizează în roci cu compoziție mineralogică variată purtătoare de substanțe reducătoare, cum sînt sulfurile metalice sau substanțele organice cărbunoase și bituminoase.

Minereurile primare de uraniu sînt formate din oxizi, care apar sub formă de pseudomorfoze pe mineralele de tip detritogen. Aceste acumulări sînt, de obicei, concentrații propriu-zise de uraniu, sau asociații de uraniu-seleniu. Rareori se întîlnesc conținuturi mari de Ni, Co, Mo (max. n. $10^{-2}$%).

În funcție de condițiile de formare a mediului reducător din rocile gazdă, zăcămintele de oxidare sub acțiunea oxigenului se pot împărți în două subtipuri genetice :

— zăcăminte cu mediul reducător primar (singenetic) ;
— zăcăminte cu mediul reducător secundar (epigenetic).

Mediul reducător singenetic se formează în stadiul de diageneză, pe seama descompunerii substanțelor organice singenetice, în timp ce mediul reducător epigenetic se dezvoltă în stadiul de catageneză pe seama substanțelor organice, epigenetice. Mineralele indicatoare pentru procesele de epigeneză sînt pirita, calcitul, dolomitul, bitumenele etc.

Originea diferită a mediului reducător are o importanță deosebită în lucrările de prospecțiune geologică. Astfel în rocile cu mediu reducător singenetic limita zonei de oxidare pe strat este pretutindeni mai mult sau mai puțin mineralizată, în timp ce în complexele de roci slab reduse singenetic și mai ales în cele de culoare roșie, mineralizația se întîlnește numai în apropierea aureolei de reducere secundară.

Dispersia substanțelor reducătoare din rocile gazdă cu apă permite următoarea clasificare a zăcămintelor de uraniu de tipul oxidare sub acțiunea oxigenului:

— zăcăminte de roci cu substanță organică uniform dispersată;
— zăcăminte de roci cu acumulări locale de substanță organică.

În concentrațiile din primul subtip intră și zăcămintele de tip *roll*, iar în cel de al doilea sînt foarte răspîndite zăcămintele urano-cărbunoase. Cînd substanțele reducătoare nu sînt uniform răspîndite în masa rocilor, mineralizația se depărtează de limita zonei de oxidare și se localizează în rocile neoxidate.

După ce s-a încheiat procesul de formare a acestor zăcăminte, procesele tectonice și chiar eroziunea pot scoate la zi aceste mineralizații, oxidîndu-le total sau parțial. În aceste condiții, zonalitatea singenetică este foarte greu de recunoscut, cu excepția cazurilor cînd în zona de oxidare s-au format hidroxizi roșii de fer. Aceștia sînt stabili și se separă ușor de hidroxizii galbeni ai aceluiași metal.

Cele mai importante concentrații de uraniu formate sub acțiunea oxigenului sînt cunoscute sub denumirea de *„zăcăminte rezultate prin oxidarea pe strat"*, al căror control este exercitat de zonalitatea epigenetică pe strat. Zăcăminte de tipul acesta se mai formează și astăzi, iar printre reprezentanții lor mai vechi se numără unele zăcăminte din U.R.S.S. și Statele Unite ale Americii (Pumpkin-Buttes, Wyoming, Black-Hills-Dakota de vest) etc. Cercetările geologice din ultima vreme au demonstrat că aceste mineralizații nu sînt controlate de factorul litologic, ci exclusiv de existența zonelor de oxidare a stratelor, pe ale căror efilări se formează diferite corpuri de minereu uranifer.

Oxidarea pe strat se produce cu precădere în faciesurile de culoare cenușie în care circulă ape sub presiune încărcate cu oxigen. Aceste complexe litologice se oxidează și capătă o culoare galbenă sau galben-cenușie, ca urmare a formării hidroxizilor de fer. Atît în plan orizontal cît și vertical, rocile oxidate au forma unor linii care marchează direcția de curgere a apelor din strat. În general, rocile oxidate au contururi sinusoidale, cu aspect îndințat, descriind niște forme lineare, aproape paralele, denumite *zone de oxidare pe strat*.

Fenomenul de oxidare pe strat poate să se dezvolte pe adîncimi mari, fiind condiționat de mai mulți factori geologo-geografici (climă,

caracteristicile mineralogo-petrografice, tectonică, hidrogeochimie etc.). În funcție de interdependența dintre acești factori pot să ia naștere acumulări de uraniu mai mult sau mai puțin importante.

Legătura genetică a zăcămintelor de oxidare pe strat sub acțiunea oxigenului cu zonele de climă aridă a fost dovedită inițial de E. A. Golovin și E. M. Smariovici (1959), Kataiama (1959), Woodmancy (1959), V. I. Krasnikov și I. V. Saukov (1962) etc. În aceste zone există condiții favorabile pentru formarea în unele complexe litologice a unei zonalități epigenetice metalifere. Existența unei pături vegetale și a unei cantități oarecare de substanță organică din soluri determină formarea unor bariere reducătoare în calea apelor freatice. În aceste condiții, oxigenul pătrunde mai jos de zona de aeraj, îmbogățind apele freatice și creînd astfel zona de oxidare pe strat.

Regiunile cu climă umedă, de regulă, nu sînt favorabile formării zonelor de oxidare pe strat. De obicei, în aceste regiuni, pe o adîncime mică, se formează o zonă discontinuă de oxidare superficială. Rocile apte să rețină și fixeze mineralizații de uraniu sînt complexe terigene constituite din alternanțe de gresii, conglomerate și gravelite, care alternează cu argile aleuritice, adică din alternanțe de roci permeabile și impermeabile.

După cum s-a mai spus, condiția esențială pentru formarea unor concentrații industriale de uraniu este existența unor substanțe reducătoare care să constituie bariere geochimice în calea migrării uraniului hexavalent. Rocile în care se găsesc aceste substanțe reducătoare (resturi vegetale incarbonizate, compuși ai ferului bivalent), pot fi formate atît primar, sub acțiunea diagenezei, cît și secundar, ca efect al pătrunderii în ele a hidrocarburilor lichide sau gazoase. În rocile formate primar se concentrează diferite impurități reprezentate prin substanțe organice incarbonizate, sub formă de detritus dispersat, sau acumulări de fragmente de lemn incarbonizat, care se acumulează uneori formînd adevărate strate de cărbuni. Uneori sînt prezente sulfuri diagenetice (pirită, marcasită etc.). În categoria acestor roci se includ majoritatea depozitelor de origine marină, precum și unele complexe de tip continental (aluviale, lacustre, mlăștinoase etc.) formate în condiții de climă relativ umedă. Prezența sulfurilor creează un mediu reducător destul de energic, favorabil formării de concentrații de tip industrial. În medii mai slab reducătoare, în care sînt prezente sideritul, glauconitul și alte minerale similare, depunerea uraniului nu se face de loc, sau se formează doar concentrații mici.

În rocile oxidate diageneza nu a putut crea un mediu reducător. Între aceste roci se încadrează o parte din aluviu, de obicei deluviul și proluviul, ca și unele complexe de origine marină. Este vorba despre rocile

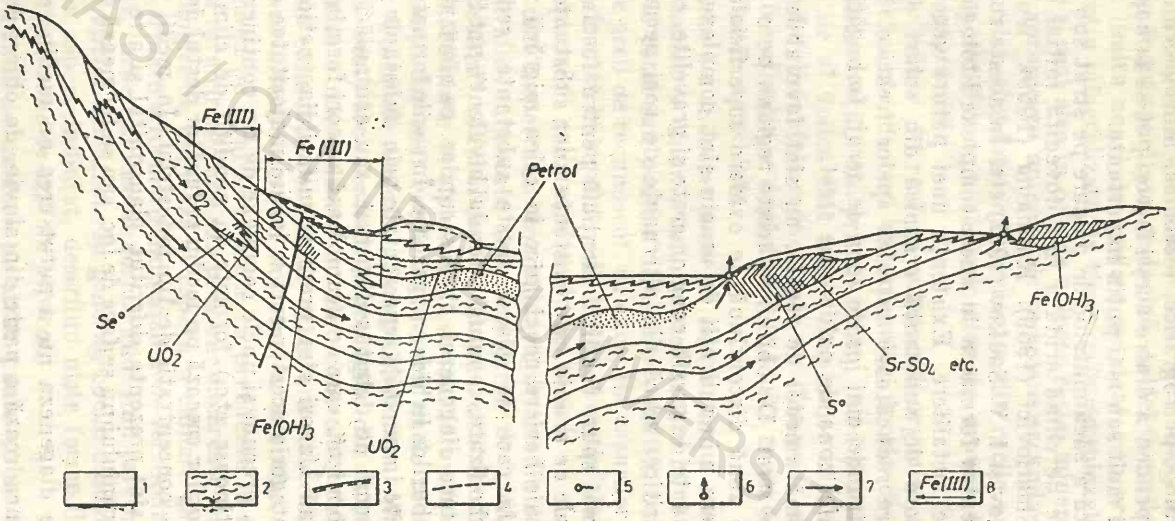



Fig. II.34. Condiţiile hidrogeochimice de formare a minereurilor de uraniu pe flancurile opuse ale bazinelor arteziene :

*1* — roci acvifere ; *2* — roci impermeabile ; *3* — fracturi ; *4* — nivelul apelor subterane ; *5* — ape descendente ; *6* — ape ascendente ; *7* — direcţia de curgere a apelor subterane ; *8* — limita inferioară a limonitizării în roci ; $O_2$ — oxigen liber dizolvat ; S° — sulfatarea-oxidarea apelor cu hidrogen sulfurat ; $Fe(OH)_3$ mineralizarea cu Fe a rocilor la oxidarea protoxidului de Fe din apele ascendente ; Se şi $UO_2$ — mineralizări cu U şi Se ; $SrSO_4$ etc. — sedimentarea sulfaţilor de Sr, Ca, Ba, la amestecul apelor ascendente cu cele descendente.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

de culoare roşie, galbenă sau cu nuanţă palidă din care substanţele organice practic lipsesc, iar mineralele de fer sînt reprezentate prin goethit, hidrogoethit şi hidrohematit. În aceste roci nu se poate forma o zonalitate epigenetică şi, prin urmare, nu se pot forma acumulări de uraniu.

În unele zăcăminte se constată şi reducerea epigenetică (secundară) a rocilor, cauzată de migrarea în ele a hidrocarburilor lichide sau gazoase, precum şi a hidrogenului sulfurat. Rocile acestea invadate de hidrocarburi au căpătat o culoare cenuşie şi conţin în ele pirită epigenetică şi substanţe bituminoase.

Gratt jr. (1958) subliniază pentru unele zăcăminte din S.U.A. (Wyoming) importanţa hidrogenului sulfurat separat din gazele naturale, care a servit ca reducător principal al uraniului din apele subterane.

Zăcămintele de oxidare pe strat se localizează, de regulă, pe flancurile unor anticlinale, ale căror strate prezintă uşoare înclinări şi care constituie de asemenea flancurile unor largi bazine arteziene, orientate spre zonele de infiltraţie şi de formare a presiunii (fig. II.34). Ele se pot forma desigur, şi în alte condiţii structurale.

Condiţia necesară formării acestui tip de zăcămînt o constituie mişcările tectonice diferenţiale de mică amplitudine. Importanţa tectonicii disjunctive în formarea epigenetică a minereurilor este în funcţie de raportul acestor dislocaţii faţă de direcţia de circulaţie a apelor subterane. Dintre structurile favorabile localizării unor astfel de mineralizaţii fac parte structurile monoclinale cu înclinări mici, intersectate de fracturi longitudinale (faţă de sensul de curgere a apelor) în blocuri laminate (fig. II.35, *a*) şi în depresiuni laminate, în formă de albie (fig. II.35, *b*). Asemenea structuri favorizează crearea unor curenţi pe strate, orientaţi într-un anumit sens, care condiţionează formarea unei mineralizaţii bogate. Fracturile transversale pe direcţia de circulaţie a apelor subterane permit pătrunderea apelor în strate dacă zonele traversate de acestea sînt permeabile, sau joacă rolul de ecran care nu permite circulaţia curentului pe strat.

Structurile disjunctive acoperite, fie că determină schimbarea sensului de mişcare a apelor din strate, fie că determină izolarea tectonică a structurilor, formînd blocuri tectonice, cu regim stagnant al apelor. În cazul din urmă, rolul lor este negativ în formarea mineralizaţiilor de uraniu.

Zonele inundate ale dislocaţiilor tectonice, prin intermediul cărora depozitele din pătura de platformă vin în contact direct cu rocile puternic inundate ale fundamentului, sînt favorabile depunerii mineralizaţiilor de uraniu. Prin spaţiile acestor fracturi circulă întreaga cantitate de apă din fisuri în orizonturile acvifere ale păturii sedimentare (fig. II.35 *c*).

În regiunile puternic exondate, zăcămintele de oxidare pe strat nu se pot forma deoarece eroziunea care se desfășoară într-un ritm rapid devansează formarea zonalității epigenetice. În aceste condiții, zonali-

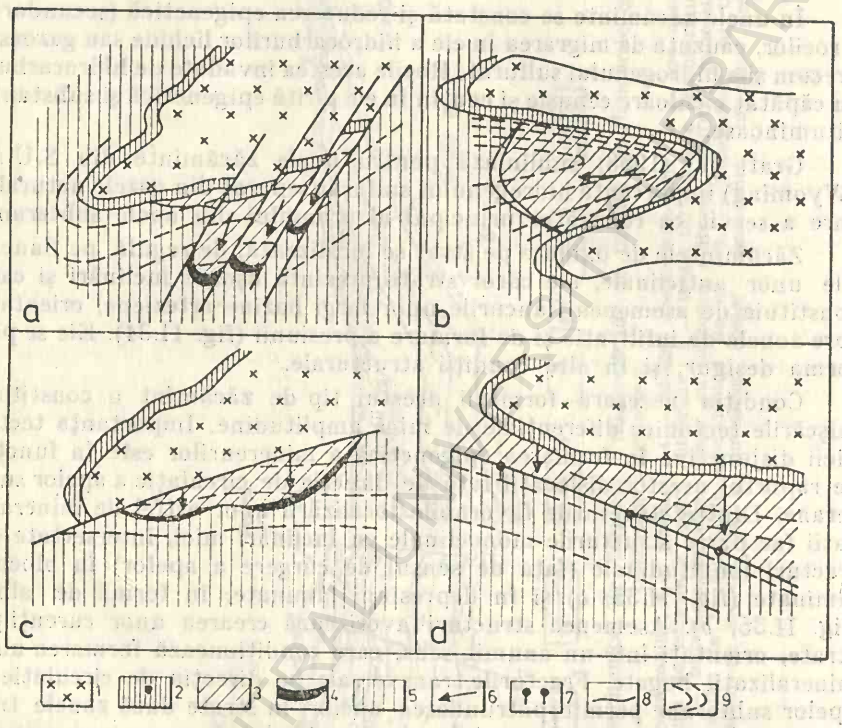



Fig. II.35. Zonalitatea epigenetică a orizonturilor acvifere. Influența tectonicii asupra formării zăcămintelor exogene :

*a* — monoclin afectat de fracturi longitudinale, formînd blocuri laminate ; *b* — depresiuni în formă de chiuvetă ; *c* — fractură transversală prin care depozitele orizontului acvifer vin în contact cu rocile din fundament ; *d* — fractură transversală. *1* — aflorimente ale unor roci din fundament cu apă ; *2* — zona de oxidație superficială ; *3* — zona de oxidație pe strat ; *4* — mineralizație de uraniu ; *5* — zona de roci netransformate epigenetic ; *6* — direcția de circulație a apelor subterane ; *7* — izvoare ; *8* — linii tectonice ; *9* — izobatele stratelor.

tatea epigenetică se dezvoltă numai pe platforme activizate de mișcări tectonice diferențiate de mică amplitudine.

În formarea zăcămintelor de oxidare pe strat un rol determinant îl au caracteristicile hidrogeochimice ale rocilor. Rocile saturate cu apă în care sînt localizate concentrații mai mici sau mai mari de uraniu

formează structuri hidrogeochimice. În formațiunile sedimentare din scoarța terestră se deosebesc două tipuri de ape subterane cu particularități hidrochimice, hidrodinamice și radiohidrogeologice distincte : ape cu presiune naturală (arteziene) și ape fără presiune naturală.

Pînze de ape freatice se găsesc cu precădere în depozitele sedimentare de vîrstă precuaternară și cuaternară din apropierea suprafeței. În regiunile cu climă aridă, propice formării concentrațiilor de radioelemente, aceste ape conțin cantități însemnate de oxigen, prin valori ridicate ale coeficientului *Eh*, participînd efectiv la formarea zonei de oxidare superficială. Aceste ape au de obicei, un conținut de uraniu care depășește $1 \cdot 10^{-5}$ g/l.

Apele de strat sub presiune sînt relativ slab mineralizate. Pe măsura deplasării lor în lungul stratului își schimbă proprietățile hidrogeochimice, pierzînd unii componenți chimici și acumulînd alții. În aceste condiții, apele de circulație din strate transformă rocile gazdă, creînd o zonalitate epigenetică. În direcția sensului de curgere a acestor ape se deosebesc trei zone principale :

— zona apelor freatice încărcate cu oxigen, cu valoarea *Eh* pozitivă (mare);

— zona de reducere bruscă a valorii *Eh* pînă la valori negative ;

— zona apelor freatice, fără oxigen, cu valoarea *Eh* negativă (mică).

Apele din prima zonă conțin oxigen dizolvat în proporție de pînă la 8 mg/l și au coeficientul *Eh* cu valori ce depășesc 220 mV, fiind cele care generează zona de oxidație pe strat. Aceste ape se caracterizează și prin conținuturi ridicate de uraniu în soluție : peste $1 \cdot 10^{-5}$ g/l. Conținutul de uraniu nu depășește $10^{-12}$ g/l.

Pe măsură ce apele se deplasează spre extremitatea zonei de oxidație, conținutul de oxigen se reduce treptat, pînă la eliminarea sa totală. În capătul zonei hidrochimice se constată, în schimb, o creștere apreciabilă a conținutului de uraniu. De exemplu în apropiere de efilarea zonei limitrofe, conținutul de uraniu din apele de infiltrație crește de la $7 \cdot 10^{-6}$ la $5{,}7 \cdot 10^{-5}$ g/l. Uneori aceste conținuturi sînt cu mult mai mari (fig. II.36).

În zona a doua a profilului hidrochimic, caracterizată prin absența oxigenului din apele freatice, valorile *Eh* scad pînă la —195 mV (fig. II.36). Paralel cu această descreștere scade și conținutul de uraniu pînă la primele cifre ale ordinului $10^{-6}$ g/l. Echilibrul radioactiv din aceste ape se deplasează în favoarea radiului. Inflexiunea curbei *Eh* a apelor din strat (fig. II.36), redusă la limita zonei a doua, corespunde unei scăderi bruște a curbei de concentrare a uraniului din ape. Analiza acestor curbe demonstrează că depunerea uraniului din apele freatice, în mișcare este determinată de scăderea bruscă a valorii *Eh*. Deci partea aceasta

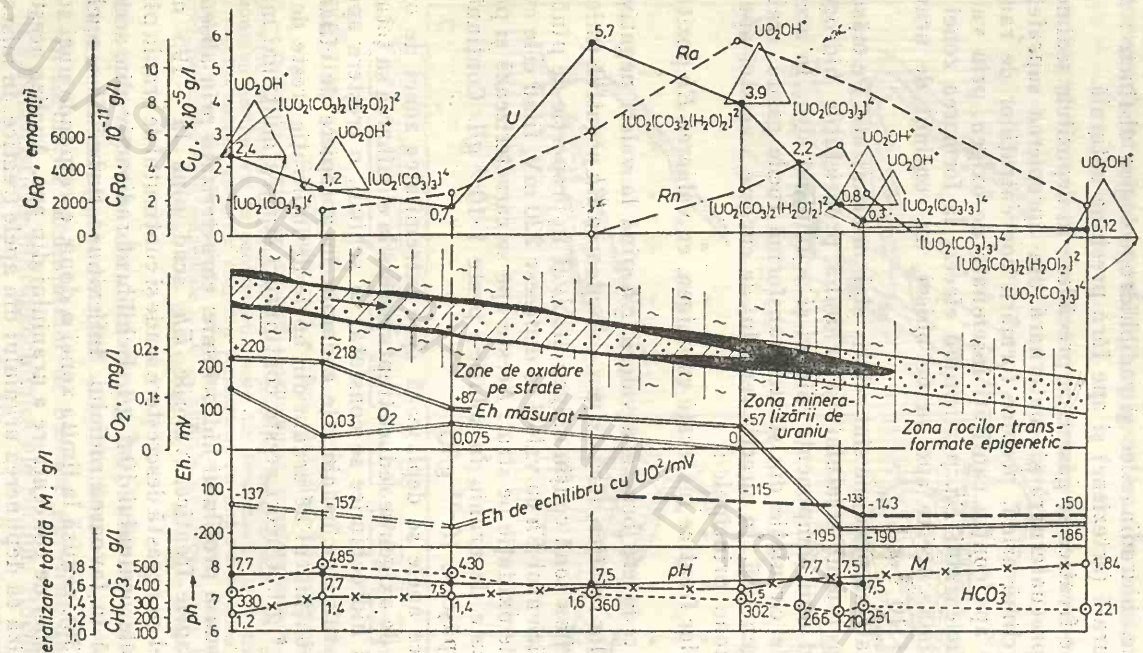



Fig. II.36. Secțiune hidrochimică în direcția de curgere a apelor, într-un orizont metalifer (A. N. Glazov, N. V. Kernosova și A. K. Lisitina):

1 — gresii, nisipuri; 2 — argile; 3 — roci limonitizate; 4 — minereu; 5 — complexul rocilor cenușii. În triunghiuri se indică raporturile cantitative dintre formele principale în care uraniul se găsește dizolvat, obținute prin calcul.

a profilului hidrochimic, care constituie de fapt o bună barieră geochimică, formează o zonă de acumulare epigenetică contemporană a uraniului.

A treia zonă de epigeneză pe strat ocupă partea inferioară a profilului hidrochimic și se caracterizează prin lipsa oxigenului din ape și valoarea coeficientului *Eh* redusă, scăzînd pînă la 180—200 mV. La adîncime, această zonă are ape încărcate cu $H_2S$ în cantități ce ajung la cîteva miligrame/l. Conținutul de uraniu nu depășește primele cifre din $10^{-6}$ g/l, iar cel de radiu —$n \cdot 10^{-12}$ g/l. Această parte din profilul hidrochimic corespunde zonei cu roci cenușii, neoxidate.

Fără a exista o legătură vizibilă între zonalitatea creată de-a lungul stratului, concomitent cu procesul de oxidare mai variază și alți factori hidrochimici, ca: *p*H-ul apelor, mineralizarea totală și compoziția în săruri. Astfel, mineralizarea totală crește în direcția curentului de curgere a apei de la 1,2 la 1,8 g/l, crescînd treptat gradul de clorurare al apei și scăzînd conținutul relativ al ionilor de hidrocarbonat; *p*H-ul rămîne aproape constant.

Prin urmare, variațiile conținutului de uraniu din apele subterane de-a lungul unui profil hidrochimic sînt subordonate, în primul rînd, celor ale potențialului de oxido-reducere.

Zona delimitată de segmentul care marchează scăderea bruscă a conținutului de uraniu din ape, corespunde cu zona de depunere a mineralizației de uraniu. Începutul și sfîrșitul acestei reduceri de conținut reprezintă, de fapt, limitele corpului de minereu uranifer. Astfel de zăcăminte, limitrofe barierei reducătoare, se formează și astăzi în unele zone. În procesul de formare a minereului are loc simultan o deplasare a uraniului din părțile centrale ale zăcămintelor spre zonele periferice și depunerea unor cantități suplimentare de uraniu furnizat de apele subterane extras de acestea din zona de alimentare.

Primul proces influențează deplasarea continuă a mineralizării de uraniu în jos, de-a lungul stratului, în concordanță cu dezvoltarea procesului de oxidare pe strat, degradînd astfel zonele centrale ale zăcămintelor și mărind părțile periferice. Practic, o asemenea deplasare a corpurilor de minereu pe o distanță de circa 500—550 m se petrece într-un interval de timp de cca 500 000 ani (L. S. Evseeva et al., 1963).

Al doilea proces de formare a corpurilor de minereu asigură creșterea neîntreruptă a volumului de minereu și, implicit, creșterea bazei de materii prime uranifere.

Zonalitatea epigenetică a zăcămintelor de uraniu corespunde zonalității hidrogeochimice a apelor subterane. În funcție de circulația curentului de apă prin strate se formează patru zone principale, care alternează succesiv (fig. II.37):

1. Zona de oxidare superficială.
2. Zona de oxidare pe strat.
3. Zona de mineralizare cu uraniu.
4. Zona de roci sterile, cenuşii.

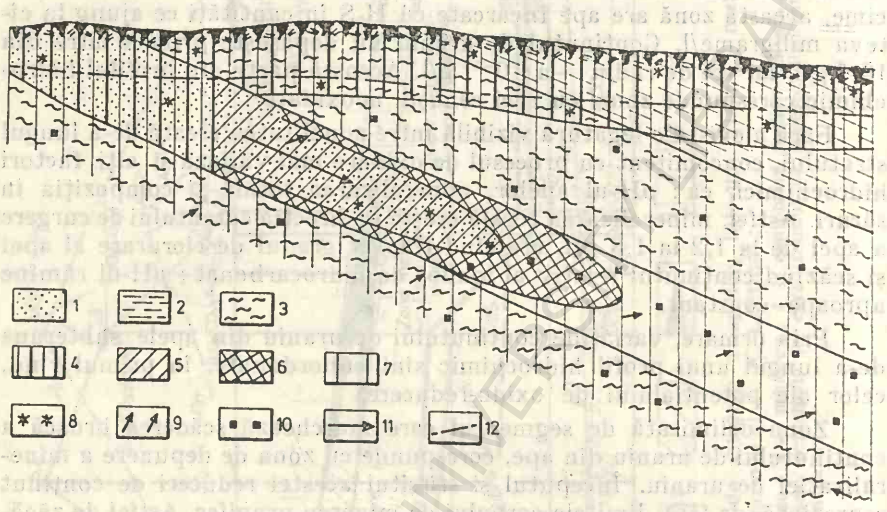



Fig. II.37. Schema zonalităţii epigenetice.
*1* — nisipuri şi gresii ; *2* — aleurolite ; *3* — argile ; *4* — zona de oxidare superficială ; *5* — zona de oxidare pe strat ; *6* — zona mineralizată cu uraniu ; *7* — zona sterilă cu roci de culoare cenuşie ; *8* — hidroxizi de Fe ; *9* — substanţă organică incarbonizată ; *10* — sulfuri de Fe ; *11* — sensul de circulaţie a apelor în strat ; *12* — nivelul apelor subterane.

1. *Zona de oxidare superficială* ocupă, de obicei, partea superioară a secţiunii geologice dintr-un zăcămînt. Grosimea sa nu depăşeşte cîţiva zeci de metri. De regulă, această zonă este situată deasupra nivelului hidrostatic al apelor subterane, sau la partea superioară a zonei de roci saturate cu ape freatice. Zona de oxidare superficială se dezvoltă, îndeosebi, paralel cu suprafaţa solului, dar uneori, în funcţie de porozitatea şi permeabilitatea rocilor, oxidarea superficială se extinde şi în adîncime (fig. II.38 *a, b*). În mod obişnuit procesul de oxidare în zona superficială afectează atît rocile grezoase, cît şi pe cele nisipoase, deşi uneori cînd asemenea intercalaţii sînt incluse în pachete groase de argilă, ele rămîn neoxidate (fig. II.38, *c*). Mediul puternic oxidant existent în această zonă favorizează formarea unor minerale caracteristice (limonit, jarosit, psilomelan, piroluzit, gips, celestină, carbonaţi).

Nisipurile și argilele sînt colorate în galben și galben-verzui iar argilele prezintă nuanțe galben-verzui, sau verzui-cenușii.

Substanța organică este complet oxidată și nu se găsesc resturi vegetale.

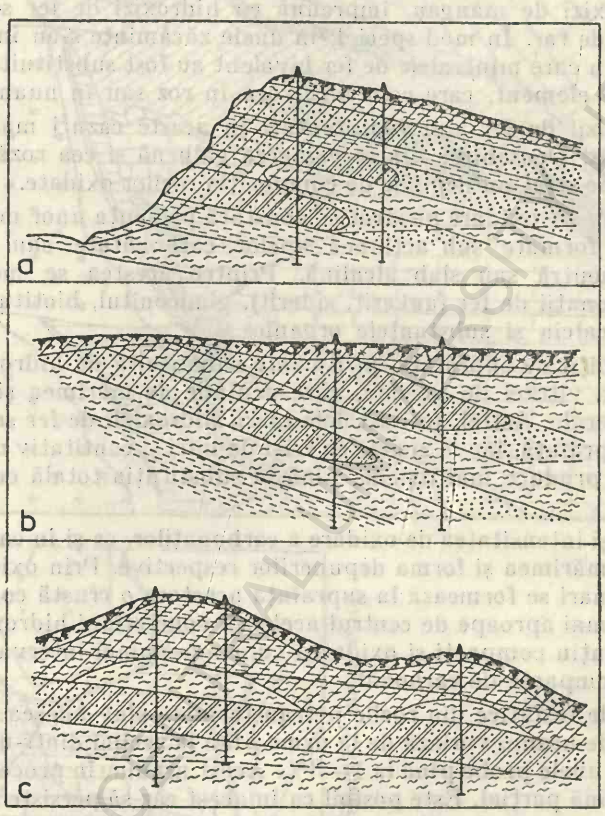



Fig. II.38. Oxidare superficială extinsă în adîncime.

2. *Zona de oxidare pe strat* se situează imediat sub zona de oxidare superficială, adîncindu-se pe înclinarea stratelor. Spre deosebire de zona precedentă, în această zonă procesul de oxidare afectează numai rocile permeabile. Limita sa inferioară corespunde unei bariere litologice reducătoare. (fig. II.38). Zona de oxidare pe strat se formează sub acțiunea apelor subterane cu caracter artezian și încărcate cu oxigen, care circulă

într-o direcție orientată. Această zonă este constituită din roci detritogene (gresii, nisipuri) colorate în galben, datorită hidroxizilor de fer (goethit, hidrogoethit), care formează concentrații pulverulente, pelicule și cruste de culoare galben-roșcată, galben-negricioasă și portocalie. Hidroxizii de fer se formează pe seama mineralelor cu conținut de fier bivalent. Oxizi de mangan, împreună cu hidroxizi de fer se întîlnesc însă destul de rar. În mod special, în unele zăcăminte s-au întîlnit zone de oxidare în care mineralele de fer bivalent au fost substituite de hidroxizii acestui element, care colorează roca în roz sau în nuanțe roșcate.

Hidroxizii de fer sînt reprezentați în aceste cazuri mai ales prin hidrohematit. Deosebirea dintre culoarea galbenă și cea roză a zonelor cu oxidare pe strat nu depinde de compoziția rocilor oxidate.

În zonele de oxidare pe strat se constată prezența unor minerale caracteristice formate sub acțiunea apelor carbonatate sau sulfatate, cu reacție neutră sau slab alcalină. Printre acestea se menționează pirita, carbonații de fer (ankerit, siderit), glauconitul, biotitul, cloritul, fosfații de calciu și substanțele organice.

În condiții de suprafață, pirita este substituită de hidroxizi de fer ca urmare a vitezei de oxidare, care depinde de mărimea și structura acestor minerale. Astfel, în cristalele mari, hidroxizii de fer se formează numai la suprafață, iar în zonele cu cristale mici și cantitativ mai reduse, oxidarea se produce mai repede, pînă la substituția totală cu hidroxizi de fier.

Viteza și intensitatea de oxidare a carbonaților, ca și în cazul piritei, depind de mărimea și forma depunerilor respective. Prin oxidarea concrețiunilor mari se formează la suprafața acestora o crustă compactă de goethit, iar mai aproape de centrul aceleiași concrețiuni hidroxizii de fer devin mai puțin compacți și oxidarea cuprinde numai intervalele dintre porțiunile compacte de carbonat.

Resturile fosfatice din rocile netransformate sînt adesea uranifere. Conținutul de uraniu variază de la urme pînă la zecimi dintr-un procent, ajungînd în unele probe pînă la 1—3%. Acest uraniu, în procesul de oxidare se elimină parțial. Este posibil ca în acest caz să persiste acea parte a uraniului care este legată de substanța fosfatică propriu-zisă. Impuritățile caracteristice resturilor fosfatice (ceriu, gadoliniu etc.) se păstrează în procesul de oxidare a rocilor.

Complexele litologice din zona oxidării pe strat au valori mari (20—60 Mr/h), deși conținutul lor în uraniu nu depășește clarkul. Valorile $\gamma$ mari se datorează concentrării radiului rămas după spălarea și îndepărtarea uraniului. În mod corespunzător, echilibrul radioactiv din rocile limonitizate este deplasat spre radiu și reprezintă 500—1600%.

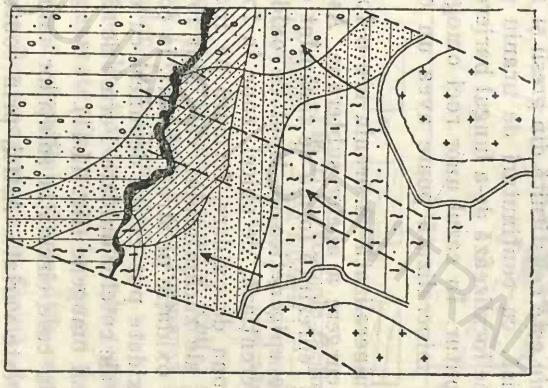


Fig. II.39. Schema zonalității epigenetice.

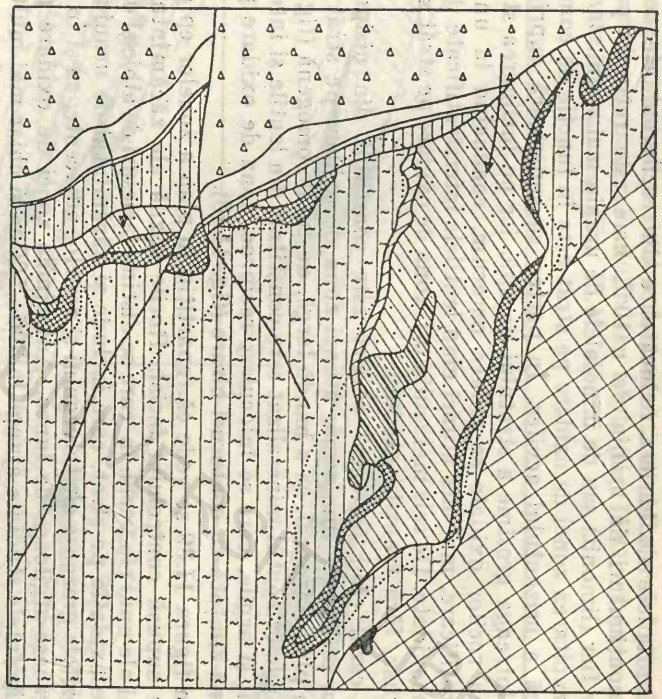


Fig. II.40. Schema zonalității epigenetice.

În apropiere de bariera reducătoare din rocile oxidate se găsesc uneori conținuturi de uraniu de $n \cdot 10^{-2}$, care este reținut, probabil, de către fier (limonit) sau de mineralele de uraniu mai vechi.

Dezvoltarea zonei de oxidare pe strat este în funcție de compoziția litologică a orizontului acvifer. În partea sa superioară cuprinde, de obicei, întreaga grosime a stratului de apă, iar pe înclinarea stratului, grosimea rocilor oxidate se reduce oarecum, conducînd la un proces de destratificare, mai ales atunci cînd lentilele interstratificate de argile rămîn neoxidate. De cele mai multe ori, zona de oxidare pe strat se întrerupe brusc, fără tranziții gradate.

În cazul cînd orizontul acvifer este constituit din nisipuri, sau gresii cu distribuție uniformă, atunci zona de oxidare pe strat se prezintă în plan orizontal, ca o bandă largă, destul de omogenă (fig. II.39). Acolo unde orizontul mineralizat este constituit din lentile și intercalații de gresii și argile, care se înlocuiesc reciproc, zona de oxidare pe strat are formă zimțată cu contururi bizare (fig. II.40).

Din figura II.39 se vede că repartiția în plan a zonelor epigenetice nu este supusă controlului facial. Rocile gazdă ale zăcămîntului sînt aluviuni ale unui rîu vechi, în care se disting faciesuri de albie și de luncă. Zona de oxidație pe strat, care include și zăcămîntul de uraniu se află în depozitele grezoase ale talvegului și zonelor adiacente, ca și în faciesurile grezoase-argiloase de luncă. Adîncimea zonei de oxidare pe strat din zăcămintele studiate ajunge la 300—500 m și chiar mai mult.

3. *Zona mineralizată cu uraniu* este constituită din gresii și nisipuri de culoare cenușie, cenușie-închisă, cu conținuturi de uraniu pînă la zecimi de procent. Această zonă se localizează de-a lungul barierei reducătoare urmărind întregul său contur. În cazul unor roci omogene din punct de vedere litofacial, zona mineralizată poate avea un caracter rectiliniu (fig. II.39).

În profil transversal, zona mineralizată cu uraniu are o formă de seceră, care reflectă direcția de curgere a apelor subterane. Asemenea corpuri de minereu uranifer (roll) reprezintă forma de zăcămînt cea mai caracteristică pentru zăcămintele epigenetice de tipul de oxidație pe strat. În rollele metalifere se diferențiază, de obicei, zone în formă de „fund de sac", care substituie zona de oxidare, formată pe înclinarea stratului, ca și zonele dedublate ale zăcămîntului, care sînt localizate în acoperișul și culcușul zonei de oxidație pe strat. Uneori, la contactul gresiilor oxidate și argilelor neoxidate pot exista depuneri cu caracter stratiform, care alcătuiesc resturi ale cutelor dublate. Forma de zăcămînt cea mai simplă se găsește în gresii omogene (fig. II.41).

În complexele neomogene, în care circulația soluțiilor mineralizatoare este greoaie, forma rolelor este variată. Astfel, prin contopirea a

două zone de oxidare pe strat se formează „rolle bilaterale" (fig. II.41, *b*). Se cunosc numeroase rolle duble sau triple (fig. II.41, *c*), precum și rolle răsturnate sau inverse (fig. II.41, *d*).

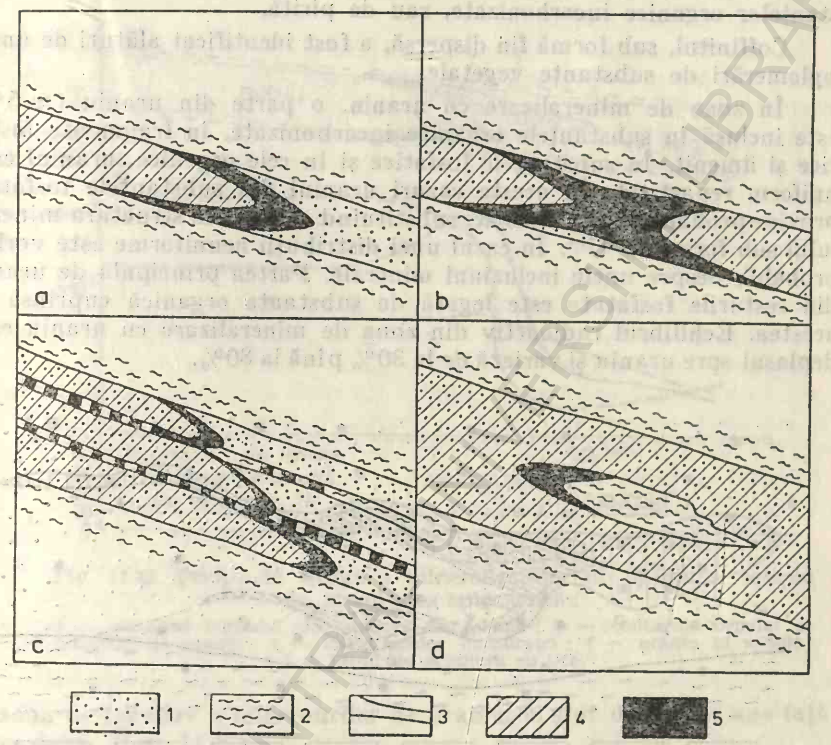



Fig. II.41. Formele zăcămintelor de tip roll :

*a* — roll simplu ; *b* — roll bilateral ; *c* — roll triplu ; *d* — roll invers ; *1* — roci nisipoase ; *2* — roci argiloase ; *3* — limite geologice ; *4* — zona de oxidare pe strat ; *5* — mineralizații de uraniu.

Aceste forme de zăcămînt (rolle) au fost descrise pentru prima dată de Show (1958), care leagă formarea lor de particularitățile structurale ale rocilor înconjurătoare.

Mineralizația de uraniu este reprezentată preponderent prin varietăți regenerate ale produșilor negri de uraniu, la care se adaugă uneori pechblendă și coffinit. Varietățile regenerate ale uraniului acoperă granulele rocilor magazin sub formă de pelicule și eflorescențe negre,

impregnează cimentul sau pătrund prin fisuri în interiorul unor minerale.

Pechblenda se întîlnește destul de rar în zona de mineralizare cu uraniu, apărînd sub formă de mici concentrații, legate de prezența substanțelor organice incarbonizate, sau de pirită.

Coffinitul, sub formă fin dispersă, a fost identificat alături de unele aglomerări de substanțe vegetale.

În zona de mineralizare cu uraniu, o parte din uraniu ($\approx 5\%$) este inclusă în substanțele organice incarbonizate, în fragmente fosfatice și ilmenit. În substanțele fosfatice și în cele organice, uraniul este uniform repartizat. În aceste cazuri uraniul din substanțele fosfatice provine probabil prin absorbție, substituind calciul din structura mineralului sub formă de $U^{4+}$. În cazul unei distribuții neuniforme este vorba, probabil, despre unele incluziuni minerale. Partea principală de uraniu din resturile fosfatate este legată de substanța organică cuprinsă în acestea. Echilibrul radioactiv din zona de mineralizare cu uraniu este deplasat spre uraniu și variază de la 30% pînă la 80%.

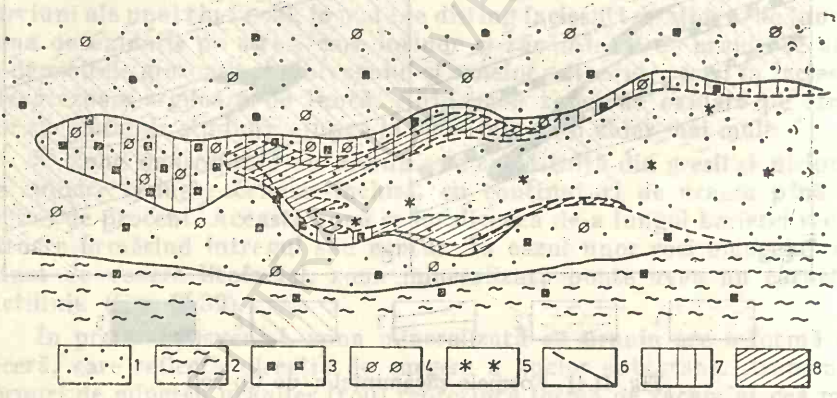



Fig. II.42. Distribuția uraniului și seleniului în lungul profilului zonalității epigenetice :

*1* — gresii ; *2* — argile ; *3* — pirită diseminată ; *4* — resturi vegetale incarbonizate ; *5* — incluziuni de limonit ; *6* — barieră reducătoare după Fe ; *7* — mineralizație uraniferă ; *8* — mineralizație de seleniu.

În afară de uraniu și fer, rocile mineralizate conțin și seleniu, sub formă de minerale dispuse pe ambele părți ale barierei de reducere a uraniului (fig. II.42). În rocile oxidate, se întîlnește mai ales forma γ-seleniu nativ și limonit cu conținut de seleniu. În zona cu uraniu este caracteristic seleniul nativ și pirita cu conținut de seleniu.

Ca urmare a proprietăților lor geochimice, uraniul și seleniul nu pot avea aceeași barieră geochimică, deoarece pentru reducerea seleniului este nevoie de valori *Eh* mai mari decît pentru uraniu și fer. Din această cauză, zona de formare a minereurilor de seleniu nu se suprapune peste

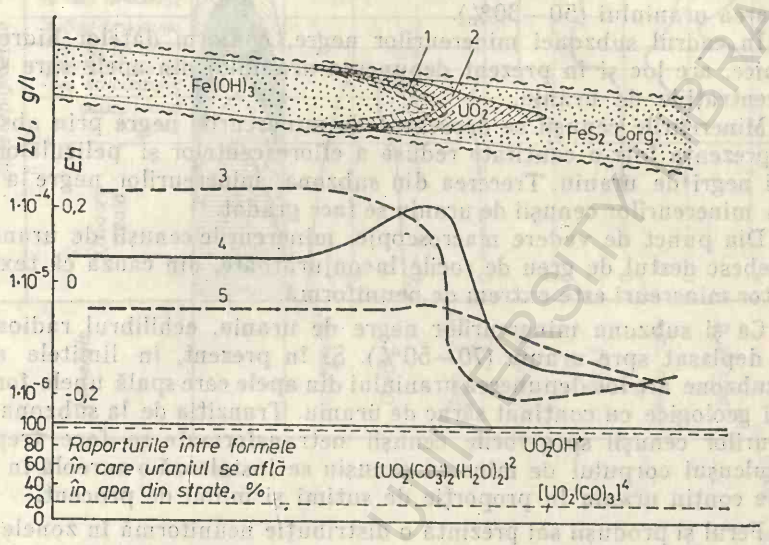



Fig. II.43. Poziția în spațiu a mineralizațiilor de uraniu și seleniu în zonalitatea epigenetică :

*1* — conturul corpului de minereu de seleniu ; *2* — conturul corpului de minereu de uraniu ; *3* — Eh-ul apelor (măsurate) ; *4* — uraniu în soluție ; *5* — Eh-ul de echilibru cu $UO_2$.

zona de formare a minereurilor de uraniu, ci sînt deplasate una față de cealaltă (fig. II.43).

În corpul de minereu uranifer ca urmare a variației conținutului și a distribuției uraniului se diferențiază unele varietăți de minereu în funcție de care zăcămîntul propriu-zis se împarte în mai multe subzone cu minereuri de uraniu negre și cenușii.

Minereurile negre sînt adiacente limitei cu zona de oxidare pe strat, caracterizîndu-se prin dezvoltarea eflorescențelor pulverulente negre și a acumulărilor pămîntoase de oxizi de uraniu depuse pe suprafața diverselor minerale terigene și autigene. În afară de acestea, uraniul impregnează cimentul argilos și carbonatat al gresiilor, concentrîndu-se în locurile cu cea mai mare porozitate. Cea mai mare concentrație de oxizi se găsește la contactul dintre gresiile cenușii și zona de oxidare pe

strat. Aceasta din urmă pare să fie mărginită de zona îmbogățită cu oxizi pulverulenți negri de uraniu, care colorează roca în negru, sau negru-cenușiu.

Texturile caracteristice minereurilor negre sînt texturile pestrițe, și rubanate. Echilibrul radioactiv al acestor minereuri este deplasat în favoarea uraniului (50—30%).

În cadrul subzonei minereurilor negre, conform datelor hidrogeochimice, are loc și în prezent depunerea uraniului din apele care spală concentrațiile de uraniu.

Minereurile cenușii se deosebesc de minereurile negre prin absența sau prezența într-o cantitate redusă a eflorescențelor și peliculelor de oxizi negri de uraniu. Trecerea din subzona minereurilor negre la subzona minereurilor cenușii de uraniu se face gradat.

Din punct de vedere macroscopic, minereurile cenușii de uraniu se deosebesc destul de greu de rocile înconjurătoare, din cauză că textura acestor minereuri este extrem de neuniformă.

Ca și subzona minereurilor negre de uraniu, echilibrul radioactiv este deplasat spre uraniu (70—50%). Și în prezent, în limitele acestei subzone are loc depunerea uraniului din apele care spală unele formațiuni geologice cu conținut sărac de uraniu. Tranziția de la subzona minereurilor cenușii spre rocile cenușii netransformate se face treptat. În culcușul corpului de minereu cenușiu se instalează o aureolă în care rocile conțin uraniu în proporție de sutimi și miimi de procent.

Ferul și produșii săi prezintă o distribuție neuniformă în zonele epigenetice. În procesul de oxidare acest element este puternic antrenat, mai ales în subzona de oxidare incompletă din apropierea barierei reducătoare. Probabil că în apropierea limitei geochimice de reducere, deficitul de oxigen conduce numai la oxidarea sulfului. În aceste condiții, ferul rămîne bivalent, trecînd în bicarbonat și se depune sub această formă. În aceste condiții se depune și uraniul, ceea ce explică conținutul mărit de fer din minereurile de uraniu. Concentrațiile de fer din zona de acumulare a uraniului sînt în funcție de intensitatea cu care scade *Eh*-ul. Aceste concentrații sînt determinate, în primul rînd, de prezența substanțelor organice din variatele tipuri de roci. Astfel, în rocile bogate în substanțe organice și sulfuri se creează condiții propice reducerii notabile a *Eh*-ului (fig. II.44), iar în cazul cînd apare sub formă de carbonat se creează condiții mai puțin favorabile acumulării uraniului la limita zonei de oxidare cu rocile neoxidate. Zona de oxidare pe strat se caracterizează printr-un mediu oxidant, prin migrația uraniului, antrenarea parțială și nedistribuția ferului, antrenarea substanței organice, a dioxidului de carbon etc. Forma predominantă sub care apare ferul este cea de oxid. Mineralele principale tipomorfe sînt goethitul și hidrogoethitul (fig. II.45). În subzona de oxidare totală, toate mineralele de fer

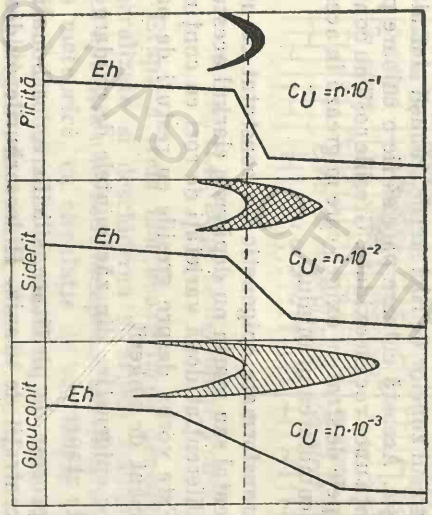



Fig. II.44. Variația curbei *Eh* și compoziția mineralelor cu conținut de Fe.

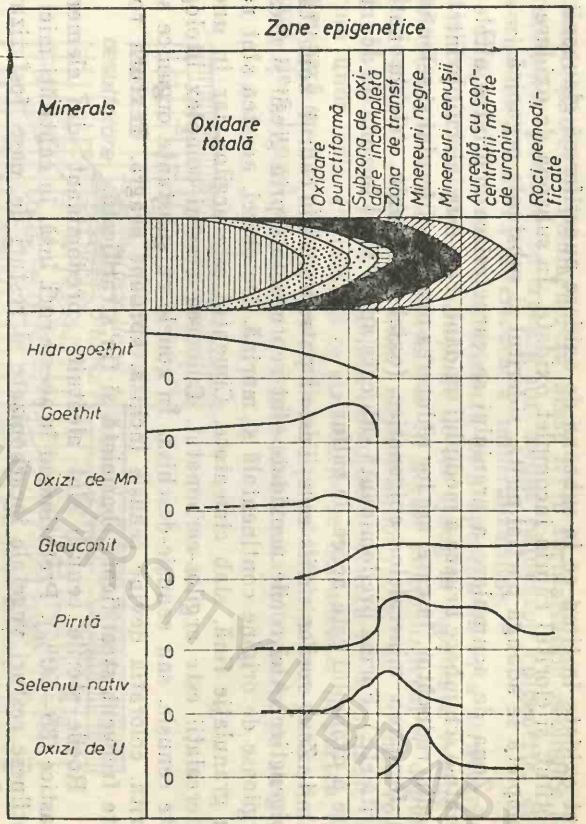



Fig. II.45. Distribuția mineralelor în diferite zone epigenetice.



BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

sînt oxidate în timp ce în subzona de oxidare punctiformă glauconitul, biotitul, și cloritul rămîn incomplet oxidate. În subzona de oxidare incompletă se adaugă parțial pirita, sideritul și substanța organică.

Zona de acumulare a uraniului se caracterizează printre altele și printr-o schimbare bruscă a mediului oxidant, care este înlocuit printr-un mediu reducător, în care are loc reducerea uraniului, ferului și seleniului cu formarea mineralelor epigenetice (oxizi de uraniu, seleniu nativ, pirită etc.). Forma predominantă sub care apare ferul în zona de acumulare a uraniului este aceea de sulfuri.

4. *Zona rocilor sterile cenușii* este a patra zonă din cadrul zonalității epigenetice. Aici rocile neoxidate sînt reprezentate prin gresii și gresii-argiloase de origine continentală și marină. De obicei, acestea sînt roci cu granulație fină, slab cimentate. Cimentul este argilos, iar în unele intercalații este argilos-carbonatat. Culoarea acestui complex litologic este cenușie, sau cenușie-deschisă. În zonele cu substanțe organice sau pirită, coloratia devine cenușie închisă, aproape neagră. Textura rocii este frecvent stratificată, bariolată și fin stratificată.

Rocile sterile cenușii sînt alcătuite predominant din elemente clastice (85—90%). Pretutindeni în aceste roci, însă, în cantități mici se întîlnesc resturi vegetale incarbonizate și resturi de oase fosfatizate.

În unele zone, printre mineralele autigene predomină sulfurile de fier (pirita, marcasita etc.), carbonați (siderit, ankerit) și aluminosilicați (glauconit). Aceste minerale au o distribuție neuniformă, adesea constatîndu-se acumulări de pirită în locurile cu substanțe organice din abundență, precum și în depozitele mai adînci. Conținutul mediu de carbon organic este de 0,15%. În unele zone, rocile cenușii reprezintă bune roci magazin pentru acumularea hidrocarburilor lichide și gazoase.

Unele porțiuni din cuprinsul zonelor de roci sterile, cenușii sînt alcătuite din roci de culoare roșie. Această culoare pare să fie o culoare primară, care presupune existența unor roci neoxidate. Gresiile roșii nu conțin substanțe reducătoare, iar apele de strat cu oxigen care migrează în aceste formațiuni nu favorizează acumularea uraniului.

Din studiul rocilor netransformate epigenetic s-a constatat că uraniul din rocile de tip continental sau marin nu depășește clarkul acestuia $(1—3)\cdot10^{-4}\%$. Totuși s-au diferențiat două varietăți de roci cu conținut mai ridicat decît clarkul. Este vorba despre gresiile cu resturi de oase fosfatizate și gresiile cu ciment de ankerit.

În evoluția fenomenelor epigenetice din zăcămintele de oxidare pe strat se deosebesc mai multe etape.

În etapa întîi au loc procese de piritizare, silicifiere, carbonatare etc. și nu se formează concentrații de uraniu. Hidrocarburile oxidează

anaerob și trec în bitumene. În acest fel în formațiunile geologice ale structurilor pozitive se crează un mediu reducător epigenetic, care favorizează formarea ulterioară a mineralizațiilor.

Etapa a doua se caracterizează prin apariția la zi a structurilor anticlinale, cînd apele cu conținut de fer ajung la suprafață venind în contact cu oxigenul din atmosferă. În aceste condiții, ferul se depune sub formă de hidroxizi, dînd naștere unor zone de culoare roșie (fig. II.46). Aceste zone, de obicei, înconjoară structurile anticlinale sub forma unor inele. Pe măsură ce structurile se denudează, în partea lor superioară se dezvoltă zona superficială de oxidații, iar spre partea inferioară, de-a lungul stratelor, se deplasează limita de oxidare pe strat.

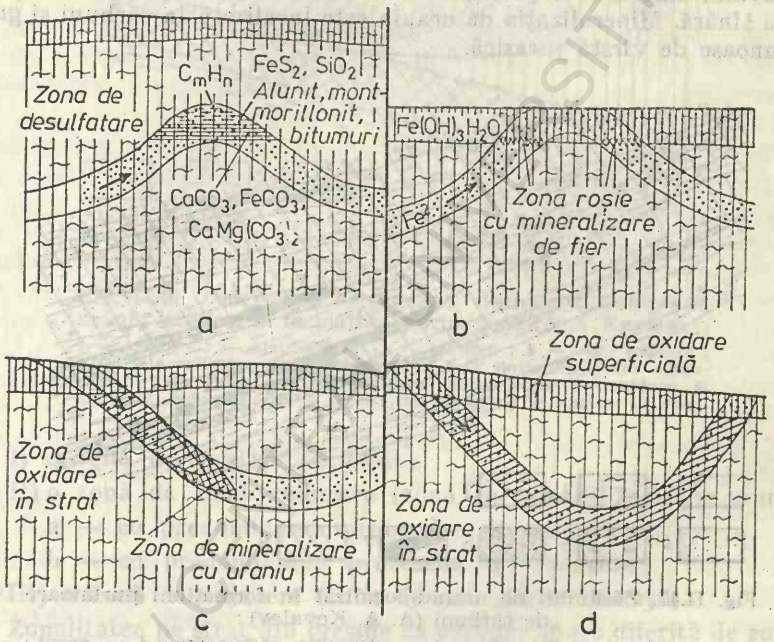



Fig. II.46. Etape de dezvoltare a structurilor epigenetice.

Etapa a treia marchează larga dezvoltare a structurii geologice mineralizate și deschiderea stratului acvifer, care, împreună, favorizează apariția unei zone independente de alimentare a bazinului artezian. Apa meteorică, cu circulație de sus în jos, este acumulată în bazinele acvifere, creînd zona de oxidare pe strat și zona de mineralizare cu uraniu legată de aceasta (fig. II.46, c).

În etapa a patra de evoluție a structurilor epigenetice mineralizația de uraniu se alterează (fig. II.46, *d*). Există bazine arteziene ale căror orizonturi acvifere sînt oxidate pe tot traseul de circulație a apelor. În asemenea structuri deschise nu poate exista o barieră reducătoare și ca atare nu se poate conserva nici mineralizația de uraniu.

În concluzie, pentru formarea zonalității epigenetice este necesar să existe structuri pozitive parțial deschise. Structurile complet descoperite sau complet acoperite sînt nefavorabile acumulărilor de uraniu de acest tip.

Fenomene de oxidare pe strat au loc frecvent și în cadrul zăcămintelor de cărbuni. A. A. Kovalev (1963) descrie un asemenea zăcămînt din URSS, amplasat la periferia unui sinclinal dintr-o platformă epihercinică tînără. Mineralizația de uraniu este localizată în cărbuni și gresii cărbunoase de vîrstă jurasică.

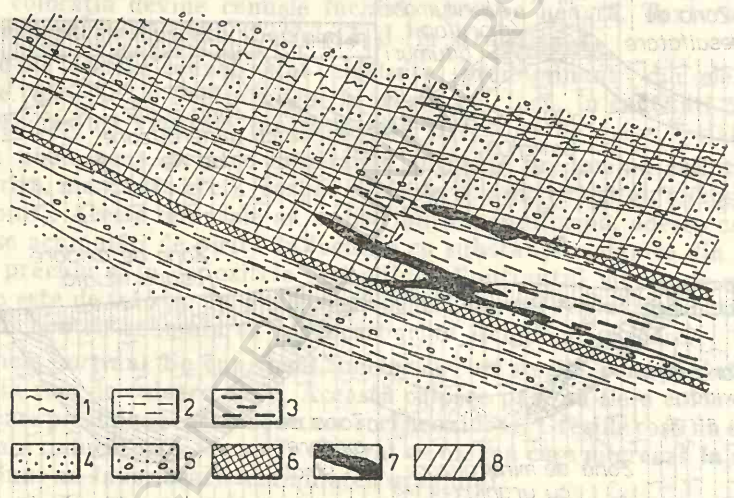



Fig. II.47. Zăcămînt de uraniu localizat în formațiuni purtătoare de cărbuni (A. A. Kovalev) :

*1* — argilă ; *2* — aleurolite ; *3* — aleurolite cărbunoase ; *4* — gresii ; *5* — gresii cu granulație medie ; *6* — cărbuni ; *7* — mineralizație de uraniu ; *8* — roci oxidate.

Mineralizația din gresii are culoare cenușie și se găsește la contactul cu zona de oxidare pe strat, avînd forma unor *rolle* complexe (fig. II.47). Corpul de minereu are grosime maximă la extremitatea inferioară a rollei, de la care, în sus, pe direcția stratului se desprind două flancuri concordante cu gresiile cenușii, sau uneori cu stratele de cărbuni, fiind despăr-

ţite prin nivele de roci de culoare galben-brună. Alteori zăcămintele din gresii au forma unor rolle complexe, care se efilează pe direcţie şi înclinare. În gresii A. A. Kovalev a stabilit o zonalitate epigenetică, ce controlează mineralizaţia de uraniu (fig. II.48), deosebind trei zone geochimice :

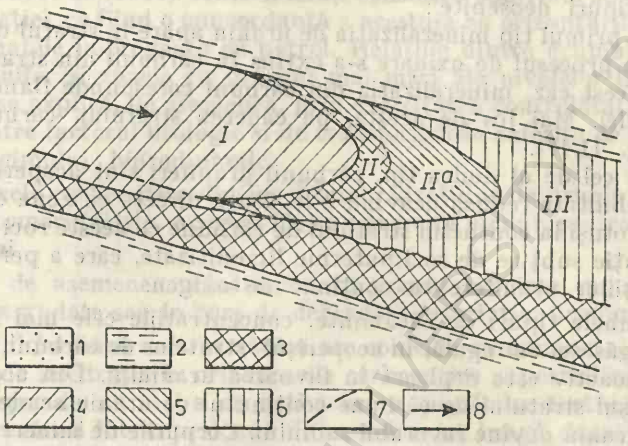



Fig. II.48. Zonalitatea epigenetică într-un zăcămînt de uraniu localizat în formaţiuni cărbunoase (A. A. Kovalev) :
*1* — gresii ; *2* — aleurolite ; *3* — cărbuni ; *4* — roci oxidate ; *5* — mineralizaţia de uraniu ; *6* — roci netransformate epigenetic ; *7* — limite de limonitizare dintre zona de oxidare şi zona de reducere ; *8* — sensul de circulaţie a apelor în strat.

I) o zonă de oxidare pe strat ;

II) o zonă de oxido-reducere (zona cu mineralizaţie de uraniu) ;

a — cu predominarea proceselor de oxidare ;

b — cu predominarea proceselor de reducere ;

III) o zonă de reducere (zona de roci sterile, cenuşii).

Zonalitatea pe strat din gresiile cu cărbuni apare diferită de zonalitatea din rocile cu substanţe reducătoare dispersate, deosebindu-se de aceasta din urmă prin faptul că mineralizaţia de uraniu se localizează parţial şi în gresiile limonitizate, adică include şi subzona de predominare a proceselor de oxidare, cu toate că controlul acestei mineralizaţii îl exercită clar zona de oxidare.

În rocile mineralizate se dezvoltă cu precădere cristale epigenetice tardive de cuarţ şi carbonaţi. De procesul de carbonatare este legată direct mineralizaţia de uraniu. Silicifierea şi carbonatarea se dezvoltă

în rocile puternic caolinizate. Substituția plagioclazilor prin caolinit este caracteristică pentru toate zonele epigenetice, făcînd parte din stadiul de diageneză al rocilor.

Corpurile de minereu uranifer din cărbuni au caracter stratiform, fiind concordante cu rocile înconjurătoare. În funcție de relațiile structurale cu aceste roci, corpurile de minereu din cărbuni pot fi diferențiate în două tipuri deosebite :

— În primul tip mineralizația de uraniu apare în stratul de cărbune acolo unde procesul de oxidare s-a extins în cărbunii din stratul acoperitor. În acest caz, mineralizația din cărbuni corespunde flancului inferior al rollei. Mai jos de acesta, pe căderea stratului, cărbunii devin sterili (fig. II.47).

— În cel de al doilea tip, cărbunii uraniferi sînt acoperiți de roci cu permeabilitate redusă neavînd o legătură directă cu zona de oxidare pe strat. Totuși la contactul stratului de cărbune cu aceste roci se găsește o intercalație subțire de roci puternic limonitizate, care a permis circulația soluțiilor uranifere cu conținut de oxigen.

În ambele tipuri de zăcăminte, concentrațiile cele mai bogate de uraniu se găsesc, de regulă, în acoperișul stratelor de cărbuni. Aici echilibrul radioactiv este deplasat în favoarea uraniului. Din acest punct, spre culcușul stratului de cărbune conținutul de uraniu scade, iar echilibrul de uraniu devine favorabil radiului. Corpurile de minereu uranifer dintre stratele de cărbuni au, de obicei, conținuturi ridicate de molibden.

Corpurile de minereu uranifer din complexele cărbunoase au uneori apofize secante de sulfuri de fer și carbonați. În afară de pirită, apar și concrețiuni sferice de marcasită și mici cantități de calcopirită, arsenopirită și galenă.

Mineralizația de uraniu este reprezentată prin pechblendă, frecvent oxidată, care trece în produși negri de uraniu, de tip rezidual.

*Zăcăminte de oxidare în absența oxigenului liber.* Aceste zăcăminte se caracterizează printr-o zonalitate epigenetică în care se remarcă un nivel de pirită epigenetică, situat la limita dintre zona de oxidare cu oxigen și complexul de roci mineralizate. În funcție de acest criteriu, zăcămintele de oxidare în absența oxigenului se împart în două subtipuri distincte : 1) zăcăminte de uraniu din roci carbonatice petrolifere și 2) zăcăminte de uraniu-bitumen din rocile sedimentare nemetamorfozate.

1. Zăcăminte de uraniu din rocile carbonatice petrolifere. Printre aceste zăcăminte se pot deosebi două grupe : mineralizații singenetice și mineralizații epigenetice.

Teoria originii singenetice a acestor mineralizații a fost dezvoltată de I. D. Gottman (1955), V. I. Dancev et al. (1959) și I. G. Cențov (1959). Adepții acestei concepții susțin că mineralizația este controlată

de factorul stratigrafic și este localizată în depozite de tip litoral-marine, fiind concordante cu zone în care grosimea sedimentelor este mult mai mare. La aceste particularități se mai adaugă structura și textura minereurilor, ca și forma de zăcământ (stratigrafică, lentiliformă etc.).

Ipoteza epigenetică a fost tratată de A. A. Smirnov și A. V. Scerbakov (1957), A. I. Ghermanov et al. (1959), V. N. Holodov et al. (1961) și S. G. Batulin et al. (1965). Autorii citați consideră controlul stratigrafic al mineralizației ca fiind o concordanță a acestuia cu orizonturile carbonatice permeabile impregnate cu petrol. Relațiile dintre acumulările de minereu uranifer și zonele cu grosimi mai mari ale nivelelor litologice carbonatice se explică, de asemenea, prin exercitarea controlului mineralizației de către factorul litologic și de transformările suferite de roci sub acțiunea regimului hidrodinamic.

Complexele carbonatice din jurul mineralizațiilor de uraniu suportă unele transformări faciale. Acestea însă nu exercită nici un control asupra mineralizației.

Există, de asemenea, zăcăminte de uraniu asociate cu structuri petrolifere degradate sau în curs de degradare (asociația uraniu-bitum).

Începutul formării acestor zăcăminte coincide cu momentul pătrunderii apelor de infiltrație în orizonturile carbonatice și petrolifere. Acest proces corespunde cu etapa de activizare a mișcărilor tectonice și cu antrenarea regiunii într-o perioadă de exondare de lungă durată. Apele de infiltrație care pătrund în rocile carbonatice petrolifere au un conținut ridicat de oxigen, facilitînd oxidarea compușilor ferului și levigarea parțială a acestora. În aceste ape cu valori negative ale *Eh*-ului, uraniul apare în soluție în cantități foarte reduse.

Prezența ionului de sulfat în ape a creat condiții pentru oxidarea biochimică a substanței organice din roci. În aceste condiții ferul este legat de hidrogenul sulfurat și precipită sub formă de pirită de neoformațiune.

Uraniul sub formă de compuși complecși de carbonați de uraniu s-a păstrat în soluție în mediu alcalin și neutru. În aceste condiții au luat naștere zone complet sterile de roci carbonatice decolorate, cu pirită și fără substanță organică.

În final, în locurile de acumulare a hidrocarburilor, fenomenele de oxidare biochimică s-au desfășurat cu intensitate deosebită. În aceste locuri a funcționat un mediu puternic reducător, iar apele, datorită aportului substanțial de $CO_2$, au devenit slab acidă, favorizînd reducerea și depunerea uraniului. Totodată componenții asfaltici-bituminoși mai grei ai petrolului au reținut o parte din uraniu, extrăgîndu-l sub formă de compuși metaloorganici. Concentrarea uraniului s-a făcut în paralel cu formarea rocilor carbonatice, urmată de calcitizarea lor,

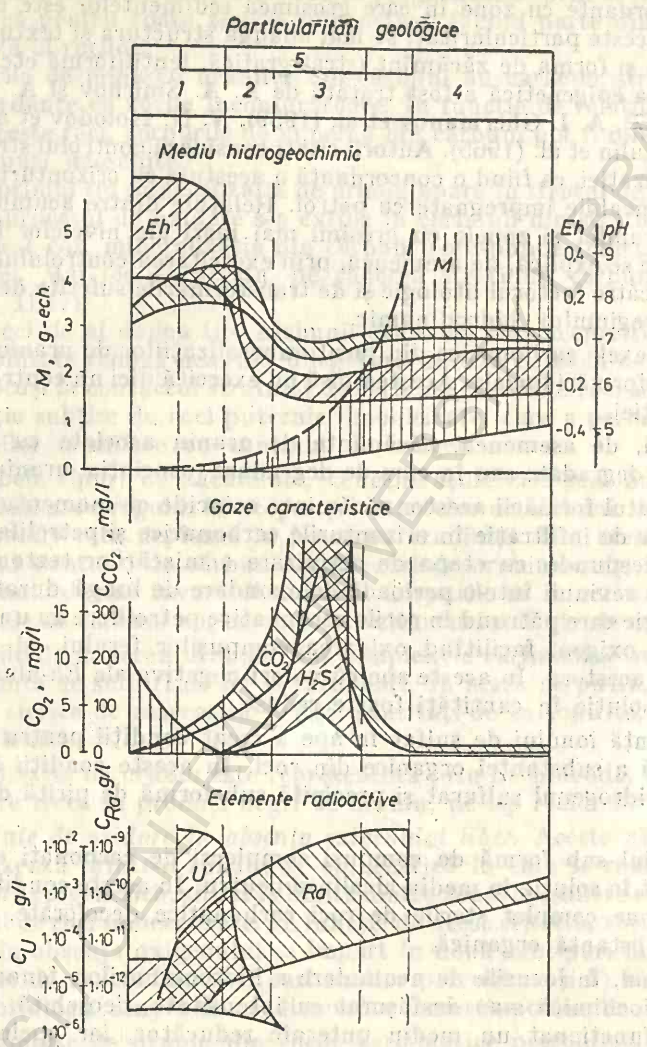



Fig. II.49. Profilul hidrogeochimic regional într-un zăcămînt de uraniu localizat în roci carbonatice cu hidrocarburi.

de formarea bitumenelor oxidate, solide, insolubile în solvenţi organici, silicifierea rocilor şi piritizarea lor intensivă.

Cele mai mari concentraţii de uraniu s-au format la limita apă-petrol, în condiţiile cînd intensitatea mişcărilor tectonice a slăbit într-o oarecare măsură ; în aceste condiţii nivelul de eroziune a fost stabilizat şi a avut loc o interacţiune de lungă durată între petrol şi apele de circulaţie din stratul respectiv. Procese intense de mineralizare s-au constatat pe structurile tectonice în care viteza de alterare chimică a devansat eroziunea.

Sursa uraniului pentru acest subtip de zăcăminte poate fi variată : rocile carbonatice înconjurătoare din zonele supuse acţiunii apelor cu conţinut de oxigen ; concentraţiile singenetice sărace de uraniu încorporate în aceleaşi roci, care la rîndul lor au putut constitui un factor pentru îmbogăţirea cu metal a apelor subterane. În aceeaşi măsură, sursa de uraniu pentru formarea zăcămintelor din rocile carbonatice petrolifere pot servi şi concentraţiile de minereu, ca şi rocile cu conţinut mediu sau mare de uraniu.

Un factor determinant în formarea concentraţiilor de uraniu îl constituie clima aridă caracteristică etapelor de eroziune ale orizonturilor carbonatice.

Aceste zăcăminte sînt strîns legate genetic de stratele petrolifere degradate, situate pe flancurile ridicate ale bazinelor orientate spre zonele principale de infiltraţie şi de creştere a presiunii apelor subterane.

Variaţia compoziţiei chimice a apelor subterane din orizonturile carbonatice cu mineralizaţie de uraniu creează întotdeauna o zonalitate hidrogeochimică (fig. II.49).

Apele cu oxigen din zona de infiltraţie, în apropiere de zona de acumulare a hidrocarburilor, sînt substituite prin ape cu $H_2S$ şi $CO_2$. Ambele substanţe ajung la concentraţia maximă în zona contactului apă-petrol, unde condiţionează reducerea valorii *p*H-ului.

Uraniul se depune în zona de contact apă-petrol, unde apele îmbogăţite în $H_2S$ şi $CO_2$ reprezintă un mediu reducător slab acid. Depunerea are loc atît din apele îmbogăţite în uraniu, cît şi din cele cu concentraţii mai mici sau chiar de fond ale acestui element (fig. II.49).

În zăcămintele de uraniu din rocile carbonatice petrolifere se produc frecvente transformări epigenetice ale complexelor de roci, care se substituie reciproc şi formează zonalitatea ce controlează mineralizaţia. Astfel, începînd din aflorimentul orizontului carbonatic spre direcţia de circulaţie a apelor pe strat se deosebesc mai multe zone litogeochimice. Fiecare zonă se caracterizează printr-un anumit complex de transformări epigenetice şi un raport specific al elementelor chimice (fig. II.50).

— Zona de limonitizare şi levigare a rocilor carbonatice începe chiar din aflorimentul orizontului carbonatic şi poate fi urmărită pe înclinare

pe o distanță destul de mare. Aici predomină hidroxizii de fer, care imprimă rocilor o culoare roșie sub formă de pete. Sînt caracteristice conținuturile mici de uraniu ($8 \cdot 10^{-5} - 2 \cdot 10^{-4}$), vanadiu (pînă la $n \cdot 10^{-4}$) și carbon organic (maximum 0,10%).

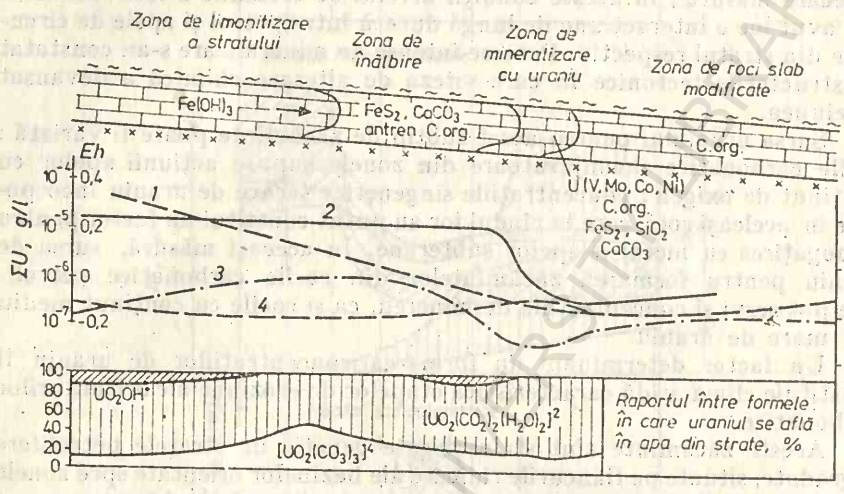



Fig. II.50. Zonalitatea epigenetică și hidrogeochimică a unui orizont metalifer din roci carbonatate, petrolifere.

Rocile carbonatice din această zonă prezintă o porozitate mare formată pe seama levigării cimentului, a oolitelor și lumachelelor calcaroase. În urma acestui proces, rocile capătă aspect spongios.

Pe măsura depărtării de afloriment hidroxizii de fer sînt înlocuiți prin pirită și marcasită. Nivelul la care se petrec aceste transformări marchează limita inferioară a zonei de limonitizare a stratului. Această limită corespunde pierderii integrale a oxigenului liber, dizolvat în apă.

— Zona de înălbire a rocilor este domeniul unde se petrec cele mai intense procese de dizolvare, calcitizare și piritizare, limitată de bariera reducătoare a felului și contactului cu corpurile de minereu. Conținutul de fer în aceste roci variază de la 0,06 la 0,10% și o mare parte din acest element se găsește sub formă de pirită epigenetică și marcasită. Substanța organică, la fel ca și în zona de limonitizare, lipsește cu desăvîrșire. Din această cauză complexul de roci carbonatice capătă culoare alb-intens. Conținutul de uraniu nu depășește $3 \cdot 10^{-4}$%, iar de vanadiu $n \cdot 10^{-4}$%.

Această zonă are o grosime cu mult mai redusă decît zona de limonitizare, fiind considerată ca domeniul transformărilor biochimice, proces care s-a petrecut dincolo de conturul exterior al zăcămîntului de

petrol. Contaminarea apelor cu $H_2S$ se reflectă în răspîndirea sulfurilor de fer din roci. Accesul $CO_2$ în urma oxidării substanțelor organice a provocat scăderea *p*H-ului, ducînd la dizolvarea carbonaților, iar pe alocuri neutralizarea soluțiilor slab acide din mediul carbonatic a contribuit la depunerea calcitului secundar.

— Zona de mineralizare cu uraniu este constituită din roci practic asemănătoare cu rocile sterile, care au suportat un complex special de transformări secundare. Mineralele de uraniu asociate cu bitumene solide și sulfuri de fer se concentrează în porii și fisurile rocilor carbonatice, impregnează cimentul și se distribuie pe oolitele calcaroase și nucleele lumachelelor. Concentrațiile maxime de uraniu și substanțe organice se întîlnesc la intersecția stratelor cu formațiuni de stilolite. Corpurile de minereu sînt delimitate de aceste formațiuni stilolitice.

Rocile mineralizate sînt invadate cu pirită. În partea terminală a corpurilor de minereu se găsesc și concrețiuni de marcasită. Mai pot conține și minerale de V (0,4%), Co (0,1%), Ni (0,01%) Mo (0,002%), Pb, Cu etc.

Pentru zona de mineralizare cu uraniu este caracteristic procesul de silicifiere secundară, care mulează conturul concav al corpului de minereu. Substituirea rocilor carbonatice cu cuarț și calcedonie, ca și morfologia concrețiunilor demonstrează originea epigenetică a acestor formațiuni. La periferia conturului convex al concrețiunilor silicioase se instalează o crustă de bitumen solid cu grosimi de cca 0,5 mm, care are conținut de uraniu. În interiorul concrețiunilor silicioase, cantitatea de substanță organică este cu mult mai mică decît în zona de dezvoltare a stilolitelor. Repartiția substanței organice condiționează concentrarea uraniului, în timp ce ferul și vanadiul sînt legate direct de concrețiunile silicioase. Cobaltul, nichelul și molibdenul au o distribuție sporadică în cuprinsul rocilor mineralizate. Aici, de obicei, sînt răspîndite ape bicarbonatate cu $H_2S$, al căror *Eh* poate să scadă pînă la 200 mV și mai puțin, iar *p*H-ul pînă la 6,4. Mediul slab acid, intens reducător, este deosebit de favorabil pentru alterarea complecșilor cu carbonat de uranil și pentru reducerea uraniului, fapt care probabil a condus la fixarea lui în roci.

— Zona rocilor slab transformate reprezintă, de fapt, o trecere treptată spre conținuturi de uraniu mai scăzute, pînă la nivel de clark. Rocile, în general de culoare cenușie, conțin substanță organică și pirită fin dispersate în masa lor.

Zăcămintele de uraniu din rocile carbonatice purtătoare de petrol au forma unor lentile grupate în pachete supraetajate. În plan vertical, aceste corpuri apar ca niște benzi subțiri.

I. C. Cențov (1959) consideră că forma de lentilă-strat a corpurilor de minereu este o consecință a condițiilor de sedimentare a unor complexe

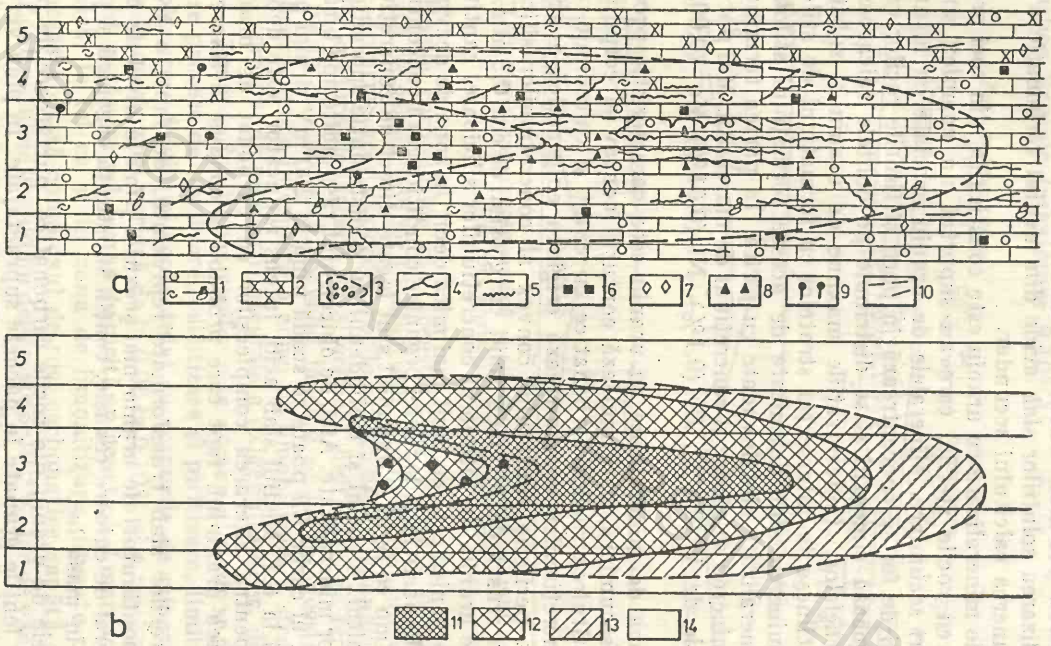



Fig. II.51. Zăcămînt de uraniu în formă de roll, localizat într-un orizont carbonatat, petrolifer :

*1* — calcare organogene şi oolitice ; *2* — dolomite ; *3* — lentile silicifiate ; *4* — fisuri filiforme de dizolvare ; *5* — suturi şi stilolite ; *6* — pirită şi marcasită epigenetice ; *7* — calcit epigenetic ; *8* — bitumen uranifer solid ; *9* — bitumen lichid ; *10* — limitele mineralizaţiei de uraniu ; *11* — minereu bogat ; *12* — minereu sărac ; *13* — mineralizaţie foarte săracă ; *14* — roci cu conţinut de U la nivelul clarkului.

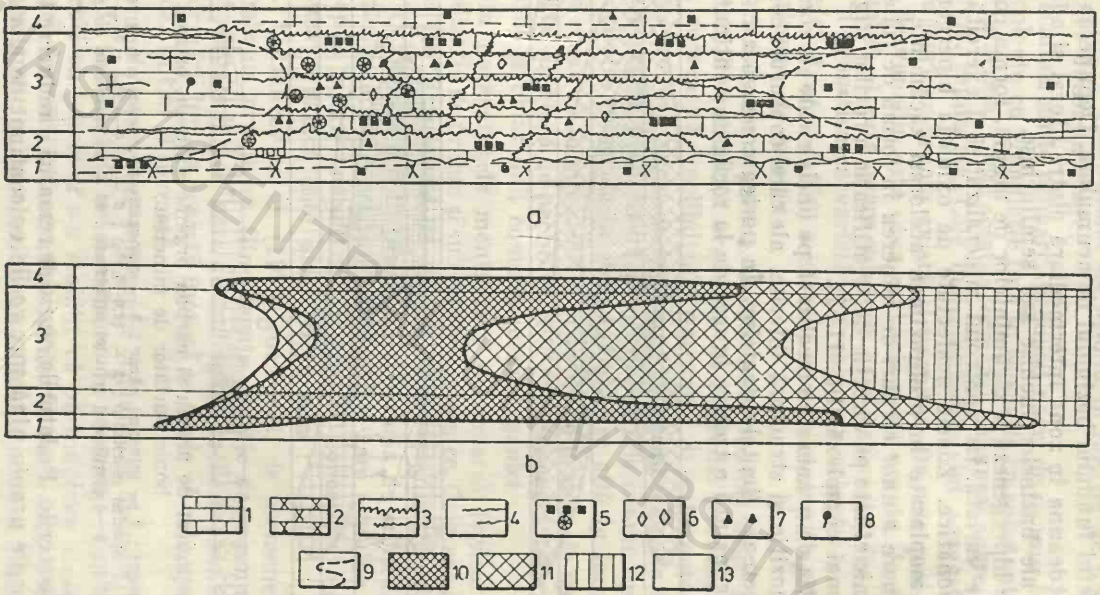



Fig. II.52. Corp de minereu localizat într-un orizont carbonatat, petrofiler:

*1* — calcare organogene-oolitice; *2* — dolomite; *3* — suturi stilolitice; *4* — fisuri fine de dizolvare; *5* — pirită şi marcasită epigenetice; *6* — calcit epigenetic; *7* — bitumen uranifer solid; *8* — petrol; *9* — conturul mineralizaţiei de U; *10* — minereu bogat; *11* — minereu sărac; *12* — mineralizaţie săracă; *13* — roci cu conţinut de U la nivel de clark.

litologice cu înclinări mici. V. I. Dancev et al. (1959) presupun că forma și poziția în spațiu a corpurilor de minereu sînt determinate, în mare măsură, de relieful fundului bazinului de acumulare. Depunerea uraniului se face întotdeauna în zona intermediară dintre litoral și adîncimile cele mai mari ale bazinelor închise sau semiînchise.

În zona de hipergeneză a zăcămintelor de uraniu, forma corpurilor de minereu este variată, iar controlul mineralizației îl exercită fisurile din rocile carbonatice. Zonele neafectate de oxidația hipergenă, deci acelea ce sînt amplasate în profunzimea aceloraşi zăcăminte, creează condiții de formare a unor corpuri de minereu în formă de rolle. Unele rolle sînt puternic efilate pe direcția de stratificație a rocilor (fig. II.51), sau au forma mai complexă (fig. II.52).

Mineralizația de uraniu este localizată pe unele strate de roci carbonatice cu compoziție și structură diferite, ale cărei contururi concave și convexe intersectează limitele stratelor. În partea concavă a corpurilor de minereu se constată o trecere bruscă de la rocile cu conținut ridicat

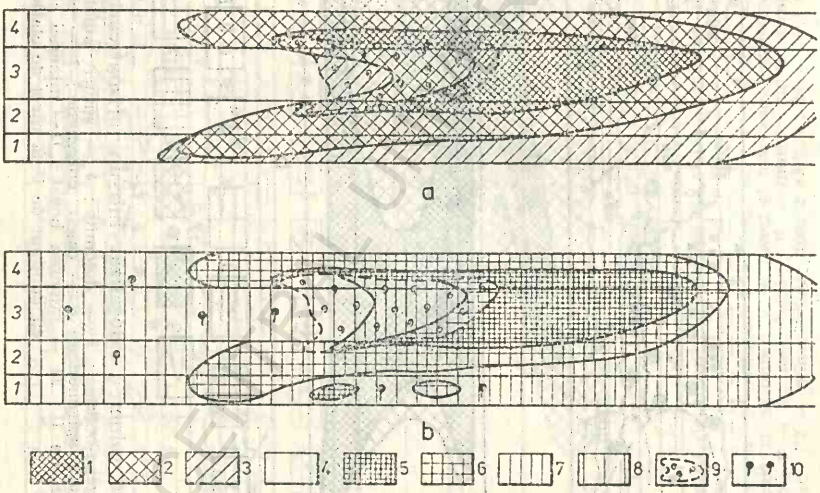



Fig. II.53. Conținutul de uraniu și carbon organic dintr-un orizont carbonic purtător de minereu :

*1* — minereu bogat ; *2* — minereu sărac ; *3* — mineralizație săracă ; *4* — roci cu conținut de U la nivelul clarkului ; *5* — (0,6—0,4%) ; *6* — (0,4—0,2%) ; *7* — (0,2—0,1%) ; *8* — (0,1%) ; *9* — conținutul lentilei silicifiate ; *10* — impregnație cu petrol.

de uraniu la cele sterile. Pe laturile opuse se remarcă o reducere treptată a concentrațiilor de uraniu pînă spre rocile cu conținut de clark.

Mineralizația de uraniu mulează substanța organică transformată provenită din oxidarea țițeiului (fig. II.53).

Originea epigenetică a mineralizației este evidențiată de variația distribuției concentrațiilor de uraniu în funcție de porozitatea efectivă a rocilor înconjurătoare.

În minereurile primare, produșii negri de uraniu formează agregate pulverulente cu granulație fină în asociație cu substanță organică, pirită și alte minerale. Toate acestea formează depuneri negre, rășinoase, criptocristaline, reniforme. Cele mai răspîndite sînt agregatele pulverulente.

Alături de uraniu există și vanadiu. De cele mai multe ori, conținutul de vanadiu este ceva mai mic decît uraniu, însă uneori vanadiul predomină. Acesta apare sub formă fin dispersată, făcînd aproape imposibilă diagnosticarea varietăților sale mineralogice.

I. C. Cențov (1959) a stabilit următoarele parageneze în minereurile primare de uraniu:

1) substanța organică, pechblendă, produși negri de uraniu, pirită, patronit; 2) substanță organică, pechblendă, produși negri de uraniu, pirită, marcasită, molibdenit, patronit; 3) substanța organică, pechblenda, produșii negri de uraniu, pirita, minerale de vanadiu; 4) substanța organică, pechblenda, produșii negri de uraniu, pirită, marcasită, rauvit și alte minerale în care vanadiul se află în formă pentavalentă.

Se crede că în minereurile primare de uraniu, în special în calcarele silicifiate, în afară de pechblendă și produși negri de uraniu este prezent coffinitul și chiar unii compuși uranoorganici.

Din paragenezele menționate se remarcă legătura strînsă dintre mineralizația de uraniu și substanțele organice. Originea acestor substanțe și rolul lor în procesul de mineralizare sînt diferit interpretate.

I. C. Cențov (1959) presupune că sursa de substanță organică din unele zăcăminte o constituie organismele care populau golfurile în care s-au depus mîluri metalifere. În această concepție, autorul admite că substanța organică este singenetică.

V. I. Dancev et al. (1959) consideră, de asemenea, concentrațiile principale de uraniu ca fiind legate genetic de acumulările mai vechi de substanțe organice, care au îmbogățit rocile carbonatice încă în procesul formării lor. În această ipoteză se crede că este vorba de substanța organică, inițial dispersată.

În unele zăcăminte substanța organică se dispune de-a lungul fisurilor și în intersecțiile acestor fisuri. În zăcămînt rocile sînt impregnate pe alocuri cu petrol și s-a stabilit că pătrunderea acestuia în roci este ulterioară formării bitumenelor solide. În unele locuri rocile carbonatice sînt impregnate cu ozocherită sau se întîlnesc chiar filoane de ozokerită, aceasta fiind, de asemenea, mai tînără decît mineralizația de uraniu și decît bitumenele solide.

În corpurile de minereu, uraniul este permanent însoțit de Fe, V, Co, Ni, Mo, Pb, Cu.

Pentru mineralele mixte și oxidate au fost stabilite unele parageneze caracteristice. Printre acestea, în zona de oxidare a minereurilor de uraniu-vanadiu, cele mai stabile minerale sînt carnotitul și tyuyamunitul.

2. Zăcăminte de uraniu-bitumen din rocile sedimentare nemetamorfozate. Aceste zăcăminte sînt localizate cu precădere în regiunile petrolifere degradate. Mulți cercetători susțin că substanțele humice din cărbuni ar constitui sursa de materie organică a bitumenelor, iar alții consideră drept sursă distilatele de hidrocarburi din bazinele magmatice. Totuși, rolul determinant în localizarea mineralizațiilor de uraniu îl joacă hidrocarburile din zonele petrolifere (petrolul sau condensatele din gaze).

Există încă discuții asupra genezei și sursei uraniului și asupra caracterului soluțiilor mineralizatoare. Unii cred că uraniul este depus din apele de infiltrație, iar alții din soluțiile de tip hidrotermal.

Mineralizația de uraniu-bitum din rocile sedimentare nemetamorfozate este însoțită de transformări epigenetice intense ale rocilor înconjurătoare. Cea mai cunoscută dintre acestea este decolorarea rocilor înconjurătoare, care se manifestă foarte clar în formațiunile de culoare roșie. După unii cercetători, procesul de decolorare a rocilor roșii nu este legat de transformările litofaciale. Zonele acestea sînt controlate de structurile în formă de domuri. În aceste structuri se deosebesc mai multe varietăți de roci colorate (albe, cenușii deschise, albastre etc.).

De obicei, zonele decolorate din depozitele de culoare roșie ocupă suprafețe care depășesc de mai multe ori dimensiunile corpurilor de minereu, ceea ce permite folosirea lor ca un criteriu de prospecțiune a zăcămintelor de uraniu cu bitum.

După G. V. Komorova formarea zonalității epigenetice a zăcămintelor de uraniu-bitum din rocile sedimentare nemetamorfozate se desfășoară în mai multe etape. Decolorarea reprezintă transformarea cea mai veche și cea mai larg răspîndită pe suprafața complexului de roci roșii. Mineralizația de uraniu se localizează în limitele zonelor decolorate și este controlată de structuri disjunctive mai tinere. Dislocația postmetaliferă și mai tinere determină dezvoltarea unei zonalități verticale.

Kelly și Kerr (1958) au stabilit trei stadii principale de transformări ale rocilor înconjurătoare ale zăcămintelor de uraniu cu bitum în regiunea Temple-Mountain : 1) argilitizarea timpurie a rocilor ; 2) stadiul de carbonat tardiv, inclusiv depunerea dolomitului cu o oarecare cantitate de calcit, pe seama silicaților clastici din roci ; 3) stadiul final de formare a sideritului și hematitului.

Depozitele sedimentare sînt mai puternic transformate în apropierea structurilor disjunctive, unde se poate observa o zonalitate verticală. Acest tip de zonalitate indică mișcarea ascendentă a soluțiilor și schimbarea compoziției lor.

Din studiile efectuate s-a tras concluzia că aportul de uraniu a provenit din soluțiile hidrotermale pe structurile disjunctive, care au servit drept căi de circulație. Sursa de material organic a constituit-o hidrocarburile din regiunile petrolifere și componenții organici ai cărbunelui.

Datele prezentate confirmă zonalitatea diferită a zăcămintelor de uraniu cu bitumen, zonalitate creiată atît de apele de infiltrație, cît și de celelalte soluții care au migrat vertical.

Substanța organică din zăcămintele de uraniu-bitumen determină limitele și *forma corpurilor de minereu.* Numeroasele forme de depunere a bitumenelor solide reflectă caracterul migrației petrolului sau al soluțiilor mineralizatoare. A. I. Zubov (1960) citează în acest sens un exemplu de formare a mineralizației legat de migrarea verticală a petrolului din calcarele dolomitice. Mineralizația uraniferă s-a localizat într-o cută branchianticlinală tectonizată, care în depozitele sedimentare din culcușul calcarelor dolomitice găzduiește un zăcămînt de petrol. În aceste condiții s-au putut forma mai multe forme complexe de zăcăminte de bitumene solide : (filoane secante, filoane strat, umpluturi în carsturile și cavernele calcarelor din jurul fisurilor sau din zonele breccifiate situate în jurul dislocațiilor disjunctive. Exemple în acest sens îl oferă zăcămintele Temple-Mountain, Ambrosia-Lake, Poison-Canyon, în care migrarea verticală a hidrocarburilor sau a soluțiilor mineralizatoare s-a făcut pe structurile disjunctive.

Mai sînt cunoscute și alte forme de zăcămînt — lentile sau lentile strat — localizate în roci grezoase sau carbonatice cu mare porozitate. Toate acestea sînt, de obicei, concordante sau secante pe direcția rocilor înconjurătoare. Pe direcție, aceste structuri sînt traversate de unele falii, care creează structuri în trepte, iar în plan orizontal acestea apar efilate, avînd forma unor fîșii, care reflectă forma contactului apă-petrol.

Zăcămintele stratiforme se formează sub influența migrării laterale a soluțiilor prin porii rocilor, sau chiar pe fisurile care afectează complexele de roci poroase. În acest caz, factorul litologic joacă un rol determinant asupra morfologiei corpului de minereu. Concordanța acestor zăcăminte cu sedimentele mai grosiere, în alternanță cu depozite de granulație mai fină și mai puțin permeabile, reprezintă o caracteristică de bază a morfologiei corpurilor de minereu din zăcămintele de uraniu-bitumen.

Minereurile de uraniu-bitumen sînt constituite, îndeosebi, din pechblendă, produși negri de uraniu și coffinit, asociate în diferite proporții cu substanțe organice, după cum urmează :

a) oxizi de uraniu, independenți, asociați cu substanța organică, însă fixați separat de aceasta ; b) oxizi de uraniu independenți, vizibili cu ochiul liber și localizați împreună cu substanța organică ; c) oxizi de uraniu incluși în bitum, vizibili la microscop. Aceștia sînt depuși pe fisurile din bitumen, însă apar și sub formă dispersă ; d) oxizi de uraniu fin dispersi, de obicei uniform repartizați în masa substanței organice (se determină prin analize roentgenostructurale, iar în cantitate mică, prin metode indirecte) ; e) uraniul absorbit de substanța organică. Cînd bitumenul este puternic oxidat, această formă are o importanță minoră; f) compușii chimici ai uraniului cu componenții acizi ai bitumenelor solubile (acizi naftanici și asfaltogeni).

Printre mineralele caracteristice zăcămintelor de uraniu-bitum se menționează și sulfurile de fier (pirita, marcasita etc.), care sînt prezente în rocile primare și în cele limitrofe corpurilor de minereu. În unele zăcăminte există în cantități mari calcopirită, galenă, blendă, arsenopirită, cinabru, molibdenită, patronit și minerale cu conținut de crom. Uneori se constată hidroxizi de fier și caolinit. Există un număr mare de minerale mai puțin caracteristice, inclusiv unele elemente native.

În unele zăcăminte se cunosc numeroase elemente care însoțesc uraniul. Cele mai larg răspîndite sînt Fe, V, Mo, Ni, Co, Cu, Pb și Zn.

Tipul reprezentativ de substanță organică uraniferă îl constituie bitumenele solide. Însușirea caracteristică a acestora constă în insolubilitatea lor în soluții organice (cloroform, acetonă, benzen, tetraclorură de carbon, piridină, solvenți macromoleculari). Unele subvarietăți de bitumene solide cu conținuturi ridicate de uraniu au o solubilitate mică în soluții alcaline, ceea ce denotă prezența acizilor humici secundari.

În aceste substanțe bituminoase se remarcă conținuturi reduse de carbon (sub 80%) și hidrogen (sub 5%), datorită creșterii conținutului de oxigen, iar în anumite zăcăminte a sulfului organic (peste 10%). Raportul între carbon și hidrogen crește pe măsură ce se mărește conținutul de uraniu. Probele cu conținut mare de uraniu se caracterizează prin absența totală a gudroanelor, umiditate mărită, duritate relativ mare, putere de reflexie și greutate specifică destul de mari.

Analizele în raze infraroșii au arătat că masa principală de substanță organică este alcătuită din molecule heterociclice polimerizate, condensate, cu un număr de atomi de oxigen în cicluri.

La cantități reduse de oxigen bitumenele uranifere dau spectograme similare cu ale cărbunilor lipsiți de uraniu și cu bitumene cu un grad înalt de polimerizare. Totuși bitumenele uranifere se deosebesc de cheritele și antraxolitele obișnuite printr-un conținut mai ridicat de oxigen, iar în unele cazuri și prin sulf organic. Cele mai ridicate conținuturi de uraniu le au oxicheritele superioare.

Mai puțin răspîndite sînt oxiantraxolitele caracterizate printr-un grad avansat de incarbonizare și însemnate conținuturi de uraniu.

După A. I. Zubov (1960), golurile, cavitățile și fisurile din roci sînt umplute, pe lîngă bitumen și cu calcit, fluorină galbenă sau violetă și cu minerale metalice, ca pirita, marcasita și foarte rar galena. Uneori, aceste cavități sînt umplute numai cu bitumene solide sau cu calcit, fluorină, sau numai cu pirită și marcasită. Se cunosc două varietăți de bitumene solide : 1) bitumene cu uraniu ; 2) bitumene fără uraniu.

Bitumenele solide cu uraniu sînt granulare, de culoare cenușie și sînt tapisate cu granule extrem de fine de calcit de formațiune tîrzie. Capacitatea de reflexie a acestora variază între 7,5—9,6%. În lumină naturală nu sînt transparente, sînt izotrope și nu dau fenomene de luminiscență. Eșantioanele șlefuite prezintă o suprafață foarte neuniformă, cu mulți micropori.

Bitumenele solide fără uraniu au culoare brună și spărtură concoidală. Eșantioanele șlefuite au o suprafață foarte uniformă cu un număr redus de micropori. În lumină naturală au culoare brună, brună-roșcată, uneori prezintă luminiscență de nuanță cafenie și sînt izotrope.

În zăcămintele de uraniu-bitum din formațiunile permotriasice de culoare roșie, substanța uraniferă principală este reprezentată prin bitumen lucios, solid, negru. Acesta constituie cimentul unor gresii, iar uneori umple fisurile și golurile din aceste roci. Uraniul apare în bitumenele acestea sub formă de oxizi fin dispersați și parțial ca compuși metaloorganici.

În regiunea Temple Mountain substanța organică uraniferă se găsește sub formă de incluziuni, impregnații și intercalații. Pechblenda, sub formă de particule foarte fine, este uniform distribuită în masa bituminoasă, împreună cu arsen nativ și pirită. O cantitate mai mică de uraniu formează complecși metalo-organici. Bitumenele uranifere din această regiune au aceeași comportare în solvenții organici ca și cărbunii și thucolitele, dar în general sînt mai tari decît cărbunii, asfaltul și alte hidrocarburi. Aceste bitumene conțin o cantitate mai mare de oxigen decît thucolitele, dar mai mică decît asfaltul. Conținutul de carbon legat de oxigen este mai mare decît în asfalturi, iar sulful se poate compara cu conținutul de sulf din thucolite. Componenții volatili din bitumene sînt prezenți în concentrații similare cu cele din cărbunii

inferiori. Se crede că sursa bitumenelor din zăcămîntul Temple Mountain o constituie formaţiunile geologice petrolifere.

În regiunea Ambrosia-Lake substanţa organică este comparabilă cu cărbunii şi chiar cu asfaltitele. Mineralele primare asociate cu aceasta sînt reprezentate prin coffinit şi pechblendă.

Din punct de vedere genetic, se crede că există o legătură a bitumenelor uranifere cu hidrocarburile solubile, mai ales cu petrolul. În unele zăcăminte se constată legătura genetică a bitumenelor solide cu hidrocarburile grele din condensatele de gaze.

Se crede de asemenea, că hidrocarburile petrolifere se transformă în bitumene solide sub influenţa soluţiilor uranifere. Ulterior proprietăţile bitumenelor solide se pot modifica sub acţiunea radiaţiilor.

**Concentraţii superficiale de uraniu din zone cu climă uscată (evaporite).** Prezenţa uraniului din zonele cu climă uscată a sugerat ideea existenţei unui tip special de zăcăminte de uraniu, a căror geneză este legată de evaporarea apelor naturale şi depunerea în aceste condiţii a unor cantităţi mai mult sau mai puţin importante de uraniu. Aceste mineralizaţii se localizează, de regulă, la partea inferioară a solului, ca şi în scoarţa de alterare eoliană. În aceste medii se întîlnesc şi unele acumulări de gips, carbonaţi şi săruri uşor solubile.

Pentru formarea acestui tip de zăcăminte este nevoie de o concentraţie foarte ridicată a soluţiilor din care sărurile de uraniu se depun ultimele. După Bell (1960), distribuţia uraniului în depozitele evaporitice este în contradicţie cu această concluzie, decarece uraniul este reţinut în primul rînd de către impurităţile argiloase din săruri şi apoi acesta precipită ca element izomorf odată cu sărurile greu solubile în etapele iniţiale de concentrare a soluţiilor. Ambele fenomene determină dispersia uraniului în formaţiunile lagunare.

În condiţiile desfăşurării procesului de evaporare se constată că la trecerea de la stadiul de carbonat la cel de sulfat, conţinutul de uraniu creşte proporţional cu mineralizarea totală. În aceste condiţii, apele cu sulfaţi au cele mai mari conţinuturi de uraniu. Doar în faza de trecere la cloruri, acelaşi conţinut de uraniu din apă scade în raport cu procesul de mineralizare totală, ceea ce sugerează existenţa unor procese de eliminare a uraniului din soluţie.

Pe baza acestor consideraţii s-a stabilit că în bazinele cu succesiune normală a depunerilor lagunare, stratele de anhidrit şi sare gemă au conţinuturi mici de uraniu. Se crede că mineralele de uraniu din gipsuri ar fi de provenienţă epigenetică. De aceea, multe formaţiuni cu gips se găsesc în structurile gazo-petrolifere. În Texas, de exemplu

prezența uraniului se crede că este legată de prezența unor resturi organice incluse în anhidritul secundar. Anhidritul de origine primară este lipsit de radioactivitate și se presupune că între mineralele de uraniu și gips ar exista o legătură genetică, cu toate că mineralele de uraniu propriu-zise sînt reprezentate și prin sulfați, vanadați și silicați.

În grupa concentrațiilor superficiale de uraniu se constată, de asemenea, o strînsă relație între mineralele de uraniu și oxizii de mangan. Asemenea mineralizații sînt deosebit de frecvente în zonele deșertice. Astfel, în unele locuri vechi din zone și depozite de origine fluvială și lacustră, în partea inferioară a acestor formațiuni geologice se găsesc orizonturi aleurolitice, iar la partea superioară se dispun nivele de nisipuri cu lentile subțiri de galeți. Acești galeți sînt constituiți din elemente rulate provenite din aleurolitele subiacente, roci eruptive și concrețiuni carbonatice, de asemenea rulate, a căror origine este legată de eroziunea formațiunilor carbonatate de vîrstă neogenă. Mineralizația de uraniu din aceste zone este legată de galeți care la suprafața lor au eflorescențe negre de oxizi de mangan. Întregul complex nisipos care încorporează lentilele de minereu uranifer este cimentat cu gips. Acest ciment este pe alocuri recristalizat și transformat în gips fibros (fig. II-54).

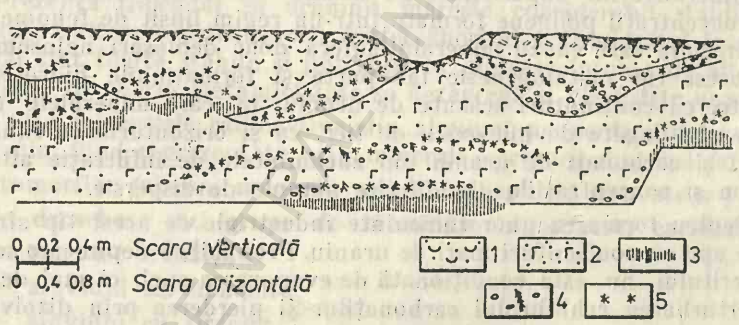



Fig. II.54. Profil geologic prin zona mineralizată cu uraniu din depozitele de vîrstă neogenă. U este asociat cu oxizi de Mn.
*1* — roll carbonatat (cuaternar) ; *2* — nisip cu ciment din gips ; *3* — gips fibros ; *4* — galeți cu eflorescențe de Mn ; *5* — mineralizație de uraniu.

Oxizii de mangan se formează în zone cu umiditate puternică, unde se creează un mediu reducător favorabil, în care manganul migrează sub formă de cation bivalent.

Asociația Mn-U se întîlnește și în unele zăcăminte de tip infiltrațional localizîndu-se, de preferință acolo unde zona de oxidare su-

perficială se extinde pînă la zona de oxidare pe strat, generînd în apropiere de suprafață corpuri independente de minereu. În asemenea zăcăminte, zona de oxidație superficială se caracterizează printr-o apreciabilă acumulare de gips.

Depuneri de mineralizații de acest tip au loc și în domeniul rocilor eruptive, unde se întîlnesc concentrații de uraniu legate de formațiuni pegmatitice. În asemenea condiții, schroeckingeritul se dezvoltă pe pereții limonitizați ai fisurilor, acoperindu-se de cristale de gips (A. A. Kovalev, 1962). Solubilitatea acestui mineral îl plasează alături de oxizii de fer și gips în procesul de evaporare. Acest proces este determinat de circulația apelor freatice, în care evaporarea se face într-un spațiu închis, unde soluțiile au o circulație continuă sau vin sub forma unor pulsații. De aceea produsele evaporării, în funcție de solubilitatea lor, prezintă o anumită zonalitate, foarte evidentă în stadiul salinității solurilor și al scoarței de alterare eoliană. În acest caz mineralizația de uraniu are o strînsă legătură cu ascensiunea capilară a soluțiilor încărcate cu uraniu provenite din corpurile stratificate de minereu. Concordanța acestei mineralizații cu sistemul de fisuri pe care se găsesc oxizi de mangan demonstrează că mineralizația s-a format într-o climă deosebit de uscată.

Mineralizațiile superficiale de uraniu din zonele cu climă aridă sînt concentrații poligene formate într-un regim lipsit de fenomene de levigare, din care cauză mineralul suferă doar deplasări neînsemnate. Din acest tip metalogenetic fac parte și formațiunile hidrotermale oxidate, cu conținuturi scăzute de uraniu, în care mineralele radioactive sînt legate de hidroxizii de fier, ca și orizonturile cu vanadați, silicați și carbonați de uraniu din zăcămintele de infiltrație alterate, precum și concentrațiile din diferite aureole de dispersie.

Pentru formarea unor zăcăminte industriale de acest tip sînt necesare ape cu conținuturi mari de uraniu. Probabil că depunerea schroeckingeritului nu este condiționată de evaporarea apei, ci mai degrabă de perturbarea echilibrului carbonaților și pierderea prin dizolvare a unei importante cantități de $CO_2$.

**Zăcăminte aluvionare.** Zăcămintele aluvionare de minereuri radioactive au o largă răspîndire pe suprafața Pămîntului. Materia primă radioactivă reprezentată prin minerale de thoriu și uraniu este cuprinsă în granulele detritogene ale mineralelor radioactive stabile. Pînă în prezent, aceste zăcăminte au constituit cele mai mari surse de thoriu și pămînturi rare din grupa ceriului, care se extrag în special din monazit, concomitent cu extragerea ilmenitului, casiteritului, aurului, zirconului etc. Unele depozite aluvionare s-au exploatat, îndeosebi, pentru valorificarea monazitului.

Numărul de minerale stabile din zăcămintele aluvionare, precum și varietatea lor sînt condiționate de următorii factori: 1) natura sursei de aluviuni; 2) natura și gradul de alterare a sursei de aluviuni; 3) distanța și durata de transport; 4) gradul de transformare a materialului pe locul de depozitare.

Stabilitatea mineralelor endogene de uraniu poate fi ușor modificată prin procese de alterare, sau aceste minerale se distrug definitiv datorită abraziunii și dizolvării în procesul de transport. Aceste procese pot fi cauzate de ușurința cu care uraniul tetravalent ($U^4$) trece în formă hexavalentă ($U^6$), de natura metamictică a unor oxizi complecși și silicați cu conținut de uraniu și thoriu, precum și de structura fin granulară, duritatea și solubilitatea celor mai mulți carbonați, sulfați, fosfați, arseniați, vanadați și silicați de uraniu.

De regulă, uraninitul și pechblenda nu prea rezistă nici la eroziunea eoliană, destul de slabă, și nici la transportul pe cale mecanică. Este foarte bine counscută ușurința cu care uraninitul din zona superficială a scoarței se transformă în gummit sau minerale secundare de uraniu. Chiar pechblenda se dezintegrează ușor în timpul procesului de transport. Deși s-a semnalat de multe ori existența uraninitului în aluviuni, în realitate s-a constatat că mineralul radioactiv era thorianit. Prezența thoriului în uraninit mărește considerabil stabilitatea acestuia la alterare și transport. Astfel, thoritul și thorianitul în aceste condiții sînt foarte stabile și pot suporta procese intense de alterare. Mineralele de thoriu metamictizate se dezagregă și ele foarte ușor.

Toate mineralele radioactive din aluviuni au conținuturi scăzute de uraniu, fiind reprezentate prin minerale accesorii din roci eruptive și metamorfice (zircon, monazit, xenothim, apatit, sfen etc.).

Se deosebesc trei grupe de zăcăminte aluvionare, caracterizate prin numeroase tranziții:

— aluviuni cu monazit;

— aluviuni cu zircon;

— aluviuni cu minerale radioactive negre (euxenit, samarskit, thorit, thorianit și betafit).

Zăcămintele aluvionare de monazit se formează în albia unor rîuri, sau pe țărmul mărilor. Zăcămintele din aluviuni bogate în zircon se găsesc, de regulă, în zona litorală, însă se întîlnesc totuși și zăcăminte aluvionare. Concentrații de minerale radioactive negre se întîlnesc numai în aluviunile fluviale, la distanțe nu prea mari de sursă, cu toate că thoritul poate fi transportat pe distanțe mari pînă la țărmul oceanului.

Concentrarea mineralelor grele în depozite de tip fluvial-aluvionare este condiționată de următorii factori :

1) prezența unor roci „in situ" care să conțină minerale accesorii-radioactive, care aflorează pe mari suprafețe ;

2) alterarea acestor roci și eliberarea mineralelor accesorii-radioactive ;

3) concentrarea mineralelor grele, chimic stabile în procesele de alterare, eroziune și transport ;

4) transportul relativ rapid al acestor aluviuni ;

5) depunerea și concentrarea mineralelor grele în meandrele rîurilor și pîraielor, în conurile de dejecție sau adînciturile din albia rîurilor.

Spre deosebire de aur, monazitul este mult mai mobil în nisipurile fluviale, din care cauză manifestă o tendință evidentă de dispersie în direcția de curgere a apei. Foarte multe aluviuni cu aur sau casiterit conțin importante cantități de monazit.

În procesul de formare a unor zăcăminte aluvionare litoral-marine de titan, cu conținut de zircon și monazit, se deosebesc, de asemenea, următoarele faze :

1. Formarea unei zone profunde de alterare, în care se detașează magnetitul și silicații ușor levigabili.

2. Alterarea și transportul materialului.

3. Depunerea și formarea unor sedimente, ridicarea pe verticală a acestora și erodarea lor.

4. Scufundarea sedimentelor și sortarea lor gravitațională. În urma acestui proces apar unele cute în care se concentrează mineralele grele sub acțiunea valurilor.

Asemenea tipuri de zăcăminte se caracterizează prin absența magnetitului și prin gradul mai mic sau mai mare de transformare a ilmenitului și leucoxenului, reprezentat mai cu seamă prin rutil microcristalin și mai rar prin bruckit. Aceste transformări sînt însoțite de schimbări progresive ale texturilor, proprietăților optice și roentgenostructurale ale mineralelor și a susceptibilității lor magnetice.

Zăcămintele de origine litoral-marină se localizează, mai ales, în punctele unde linia de coastă este relativ stabilă, sau prezintă unele ușoare modificări. În asemenea acumulări contemporane se pot produce transformări sezoniere importante. Așa, de exemplu, se formează concentrații destul de mari de aluviuni litoral-marine în perioada musonului, sau primăvara. Se cunosc astfel de zăcăminte pe coastele marine contemporane, pe linia de coastă sau bancurile din gura estuarelor, pe formele pozitive de lîngă țărm și pe nisipul dunelor, situate la mare

distanţă de mare, în zonele unde predomină vîntul care bate din spre mare.

Aluviuni radioactive se cunosc în S.U.A. (Carolina de Nord, Carolina de Sud, Florida, Idaho, California, Alaska), Canada, Brazilia, Uruguai, Spania, Italia, Egipt, Sierra-Leone, Ghana, Zair, Nigeria, Somalia, Zimbabwe, Mozambic, Madagascar, Kenya, Tanganica, Uganda, Africa de Sud, India, Ceylon, Coreea, Japonia, China, Thailanda, Indonezia, Australia şi Noua Zeelandă.

## II.4. ZĂCĂMINTE METAMORFOGENE

Aceste zăcăminte nu sînt prea variate şi nici semnificative. Răspîndirea lor este destul de limitată în comparaţie cu celelalte zăcăminte de substanţe minerale radioactive.

În cadrul zăcămintelor metamorfogene se deosebesc două tipuri principale : zăcăminte din conglomerate vechi şi zăcăminte din şisturi argiloase.

### II.4.1. ZĂCĂMINTE DIN CONGLOMERATE VECHI

Aceste zăcăminte au avut multă vreme o importanţă industrială considerabilă. Deşi aceste minereuri au, în general, conţinuturi relativ mici rezervele geologice sînt destul de mari, ele prezentînd şi condiţii avantajoase de valorificare. După V.N. Cotlear (1961), rezervele de uraniu de acest tip reprezintă 60% din rezervele generale cunoscute în ţările capitaliste.

Cele mai importante zăcăminte din conglomeratele metamorfozate se cunosc în Africa de Sud (Witwatersrand) şi Canada (Blind-River) şi de mai mică importanţă în Brazilia, Gabon, Australia, Finlanda etc.

Zăcămintele se localizează, de obicei, în zonele marginale ale marilor geosinclinale umplute cu sedimente detritogene şi sînt caracterizate prin forma de strat a mineralizaţiei. Uraniul este frecvent asociat cu aur, thoriu şi pămînturi rare.

Asociaţia uraniu-aur a creat posibilitatea valorificării rentabile a zăcămîntului Witwatersrand şi a unor zăcăminte similare din Brazilia.

Geneza conglomeratelor uranifere nu este lămurită nici pentru zăcămintele cele mai reprezentative. Astfel asupra mineralizației din zăcămîntul Wittwatersrand au fost emise două ipoteze. Una din acestea consideră zăcămîntul ca fiind format din aluviuni vechi metamorfozate, iar alta atribuie zăcămîntului originea tipic hidrotermală.

Argumente în favoarea originii hidrotermale a mineralizațiilor de uraniu din Witwatersrand și Blind-River sînt următoarele :

— caracterul epigenetic al unor minerale sigur depuse din soluții (aur, uraninit, sulfuri) ;

— vîrsta absolută a uraniului este practic apropiată de vîrsta granitelor limitrofe zăcămîntului ;

— prezența uranitului în aluviunile actuale, unde acesta poate fi găsit foarte rar ;

— prezența cobaltului și a paladiului în zăcămîntul Wittwatersrand ;

— conținutul de aur este mai ridicat în conglomerate decît în aluviunile aurifere cunoscute (10% la Wittwatersrand) ;

Asociația uraniu-aur în natură este foarte rar întîlnită la zăcămintele hidrotermale (Mexic, Canada, Zair etc.) și există o foarte mică asemănare între acest tip de zăcăminte și cele din conglomeratele uranifere.

Argumentele în favoarea genezei hidrotermale a conglomeratelor uranifere nu sînt suficient de convingătoare. Chiar argumentul lui W. Lindgren (1933) privind lipsa nisipurilor cu ilmenit și magnetit din aceste formațiuni uranifere nu este convingător, deoarece nisipuri negre se găsesc atît la Blind-River, cît și la Wittwatersrand. În acest ultim zăcămînt apare și brannerit, a cărui prezență contribuie la clarificarea concentrărilor de uraniu din depozitele aluvionare, cu toate că problema uraninitului nu este complet elucidată. Prezența cobaltului și a paladiului nu poate fi un indiciu în favoarea genezei hidrotermale a zăcămîntului de uraniu-aur din Witwatersrand. Există actualmente numeroase informații care confirmă prezența cobaltului și a altor elemente în formațiuni sedimentare.

În favoarea genezei sedimentar-metamorfice pledează următoarele argumente :

— extinderea mare a mineralizației și localizarea acesteia în anumite nivele stratigrafice din complexul conglomeratelor ;

— localizarea mineralizației în partea inferioară a complexului de conglomerate ;

— mineralizația de aur are caracter lenticular, iar cea de uraniu se localizează în zonele depresionare ale fundamentului ;

— conținutul de Au și U din conglomerate este totdeauna constant ca și raportul dintre cele două elemente ;

— mineralizațiile nu sînt controlate de factorul tectonic, iar conglomeratele uranifere se localizează, de regulă, pe fundul unor sinclinale;

— minereurile sînt constituite nu numai din uraninit (Wittwatersrand, Jacobina) ci și din brannerit, a cărui concentrare s-a făcut probabil pe cale mecanică;

— originea aluvionară a iridiului, cromitului și branneritului rulat cu care se asociază uraninitul este mai mult ca sigură.

Ipoteza sedimentar-metamorfogenă este susținută și de P. Ramdhor (1955), care constată că uraninitul după procesele de transport și depunere în aluviuni se alterează, păstrîndu-se doar în interiorul unor nuclee mici de galenă. Substanțele cărbunoase, care împreună cu uraniul formează thucolitele, au fost aduse în conglomerate după uraninit. Aurul a fost redepus și apoi recristalizat împreună cu sulfurile. O parte din pirită este singenetică, iar alta s-a format în timpul procesului de metamorfism. Același autor ajunge la concluzia că orizonturile aurifere cu uraniu din Witwatersrand au toate particularitățle caracteristice zăcămintelor care au suferit procese metamorfice pseudohidrotermale, provocate de presiunea litostatică și temperatura generată de activitatea postvulcanică sau dezagregarea radioactivă. P. Ramdohr (1955) consideră că asemenea zăcăminte s-au format în special prin acumulări mecanice, avînd în acest caz o origine singenetică. Această ipoteză a fost susținută și de W. R. Liebenberg (1957) după ce în prealabil studiase zăcămîntul Witwatersrand. Majoritatea cercetătorilor care au studiat conglomeratele vechi metamorfozate sînt adepții acestei teorii, susținînd concomitent și ideea unei migrații a componenților utili în procesul de metamorfism. Acest lucru presupune o redistribuire și apoi o concentrare a elementelor utile (Au, U) sub influența metamorfismului, generînd astfel acumulări de importanță industrială. În acest sens, justifică cei mai mulți cercetători prezența mineralizațiilor de tip epigenetic.

În legătură cu geneza mineralizațiilor uranifere din conglomerate vechi s-a emis ulterior și ipoteza infiltrațională. Această ipoteză a fost reluată și de geologul japonez N. Kataiam pentru a explica geneza zăcămîntului de uraniu din conglomeratele de la Ningë-Togë.

Aceste teorii explică într-un fel formarea unor zăcăminte de uraniu în conglomerate vechi, metamorfozate. Ele se referă în mod deosebit la uraniu și mai puțin la Au, Th și TR. Desigur că argumentele cele mai verosimile sînt acelea care atribuie mineralizațiilor de uraniu originea sedimentar-metamorfogenă: atunci cînd concentrațiile singenetice sînt reluate în procesele de epigeneză se produce o redistribuire și apoi concentrarea uraniului. După epigeneză au avut loc, în continuare, procese intense de metamorfism.

*Zăcămintele Witwatersrand.* Aceste zăcăminte, cu un mare potențial de rezerve de aur și uraniu, sînt situate în Africa de Sud, ocupînd un vast teritoriu din jurul orașului Johannesburg. Inițial s-au extras din această zonă importante cantități de aur, iar la sfîrșitul anului 1952, concomitent cu extracția aurului, au început și lucrările de valorificare a uraniului. Astăzi din conglomeratele Wittwatersrand se extrag minereuri cu conținut de Au, U, oxizi de Mn și pirită pentru producerea acidului sulfuric necesar în tehnologia de preparare a uraniului.

Regiunea uraniferă Wittwatersrand reprezintă din punct de vedere structural un imens sinclinal, constituit din formațiuni precambriene, așezate discordant peste complexe litologice mai vechi, de vîrstă arhaică.

Rocile de vîrstă arhaică constituite din granitoide și șisturi cristalofiliene sînt puternic dislocate și formează prima zonă structurală din Wittwatersrand.

A doua zonă este reprezentată prin formațiuni precambriene puternic dislocate. Discordant și aproape orizontal peste acestea se așază zona structurală superioară a complexului Wittwatersrand, formată din depozite de tip continental de vîrstă Paleozoic superior.

Orizonturile litologice din cea de-a doua zonă structurală formează sistemul Wittwatersrand propriu-zis. Acesta este constituit din alternanțe de conglomerate, cuarțite și șisturi cu participarea redusă a unor roci efuzive (bazalte, andezite, porfire cuarțifere, felsite, tufuri și alte roci cu caracter tufogen). În cuprinsul sistemului se deosebesc și intruziuni de diabaze cu conținuturi importante de magnetit.

Mineralizația de uraniu este localizată atît la partea sa inferioară cît și la cea superioară, avînd conținuturi variate pe toată coloana stratigrafică. Conținuturi industriale se întîlnesc doar în unele strate cu grosimi mai mici (conținut mediu de 0,024% U și cca 5—10 g/t Au).

Stratele productive de uraniu se găsesc, de regulă, în partea superioară a structurii regionale, extinzîndu-se pe o suprafață întinsă de cca 80 km$^2$. Aurul ca și uraniul preferă faciesurile mai fine din cuprinsul conglomeratelor. Astfel, grosimea unor strate mineralizate variază în limite foarte largi, începînd de la zeci de cm pînă la mai mult de 2 m. În sistemul Wittwatersrand se cunosc peste 20 de asemenea strate.

În afară de stratele productive, în cadrul aceleiași structuri majore se separă alte strate cu conținuturi mai mici.

Mineralizația de uraniu din conglomeratele Wittwatersrand este reprezentată prin uraninit și thucolit. Uraniu mai poate fi găsit și în monazit, zircon, leucoxen, euxenit etc.

Uraninit apare în cimentul conglomeratelor, fiind întîlnit sub formă de granule ovale, uneori deformate, și conține incluziuni de aur și sulfuri metalice (galenă). Aceste minerale sînt uneori înlocuite prin thucolit sau pechblendă secundară. În multe strate productive se remarcă și prezența uranotitanatului transformat în leucoxen, asemănător cu branneritul.

Uraninitul apare și sub formă de agregate minerale în cimentul conglomeratelor, dar și ca granule separate în masa unor substanțe cărbunoase. Uraninitul dispers reprezintă mineralizația principală a zăcămîntului.

Thucolitul înlocuiește uraninitul, însă uneori constituie concentrații de tip foios. Formarea thucolitului este pusă pe seama unor procese de polimerizare a hidrocarburilor sub acțiunea radiațiilor.

Aurul este reprezentat în special prin granule fine cu aspect colțuros sau prin paiete neregulate, apofize și incluziuni intergranulare, prinse între componentele mineralogice ale cimentului din conglomerate. Aurul s-a depus în conglomerate odată cu scutteruditul, lineitul, galena, calcopirita și pirotina, local mischipelul, pentladitul, cobaltina, milleritul etc.

*Zăcămîntul Blind-River* este cel de al doilea mare zăcămînt de uraniu din conglomerate-metamorfogene, fiind situat în partea de sud a provinciei Ontario. Zăcămîntul a fost descoperit prin prospecțiuni aerogama și terestre, zona fiind considerată inițial ca thoriferă. Conglomeratele uranifere de aici fac parte din marele scut canadian, alcătuit în exclusivitate din formațiuni precambriene.

Din punct de vedere structural, zona conglomeratelor uranifere Blind-River formează un sistem de două cute, cu aspectul de „S" inversat.

Mineralizația industrială de uraniu din conglomeratele Blind-River este localizată în conglomerate cu cuarț, gresii feldspatice și arkoze, dispuse sub formă de strate discontiuni, cu stratificație încrucișată. Celelalte orizonturi litologice din regiune au o stratificație normală și sînt constituite din sedimente terigene fine, cu intercalații rare de conglomerate de tip litoral-marin.

Stratul principal productiv repauzează pe un orizont de gresii feldspatice și are o grosime de cca 1,2 m. Mineralizația de uraniu este intim asociată orizontului de conglomerate constituite din elemente de cuarț și parțial din gresiile intercalate printre acestea. Conglomeratele mineralizate se extind pe cca 115 km în nordul și sudul sinclinalului și parțial în sudul anticlinalului, însă cele mai bogate apar pe supra-

fețe limitate. Corpurile de minereu sînt localizate în depresiunile fundamentului prehuronian, considerate ca fiind albiile unui vechi rîu. De aceea conglomeratele uranifere au frecvent forme lenticulare, alungite. Holmes (1956) consideră că materialul aluvionar din care s-au format conglomeratele uranifere s-a depus în condiții de deltă. Aceste depuneri au fost sortate sub acțiunea valurilor și apoi s-au consolidat în urma proceselor de metamorfism regional.

Grosimea conglomeratelor mineralizate din zona Blind-River este de 3,6 m; pe unele porțiuni ajunge pînă la 6—10 m. Structura acestor strate mineralizate este complexă, fiind reprezentată prin alternanțe de conglomerate și gresii, faciesuri caracteristice depunerilor fluviale și de deltă.

Conglomeratele mineralizate sînt compuse din elemente albe sau cenușii-închise, constituite îndeosebi din cuarț alb și mai rar din șisturi silicioase, prinse într-un ciment alcătuit din mici granule de cuarț, muscovit, biotit, pirită și rare fragmente de substanțe organice. Mărimea elementelor constituente nu depășește 4,5 cm și sînt alungite în direcția stratelor, fiind și uniform rotunjite. Raportul dintre elementele constituente ale conglomeratelor și cimentul acestora este de 1 : 3. Conglomeratele cu elemente feldspatice sînt slab mineralizate cu uraniu.

O particularitate a conglomeratelor uranifere este prezența în masa acestora a sulfurilor metalice. Între acestea un rol important îl are pirita, prinsă îndeosebi în ciment, pe fisurile elementelor componente, sau în jurul acestora. În afară de pirită pot fi prezente și alte sulfuri, ca pirotină, marcasită, galenă, calcopirită, blendă, molibdenit și lineit. Se mai găsesc anatas, thorogummit, aur nativ și hematit.

Printre mineralele de uraniu se menționează branneritul, uraninitul, pechblenda și thucolitul. Cel mai des întîlnit este branneritul sub forma de granule colțuroase sau semirotunjite.

## II.4.2. ZĂCĂMINTE DIN ȘISTURI ARGILOASE-SILICIOASE

Zăcămintele din șisturile argiloase-silicioase sînt asemănătoare cu zăcămintele din depozitele de origine marină și se caracterizează printr-un conținut ridicat de uraniu, ca urmare a redistribuirii acestuia prin procese de metamorfism regional. Aceste procese determină adesea polimerizarea și îmbogățirea cu carbon a resturilor organice, provocînd recristalizarea scheletelor unor organisme, formarea unor metacristale de pirită, cloritoid, pirofilit etc., sau sericitizarea substanțelor argiloase.

Mineralizația de uraniu este intim asociată cu substanțe organice, sulfuri de fier și depuneri noi de cuarț sau carbonați.

Zăcămintele din şisturi argiloase-silicioase se formează prin acumularea în sedimente prin procese tipice de sedimentare sau printr-o diageneză timpurie, ori prin concentrarea uraniului în zone sau litofaciesuri favorabile, ca urmare a unor procese de migrare, determinate de eventuale procese de metamorfism regional.

Acumularea uraniului în şisturi negre numai pe cale pur sedimentogenă se întîmplă, în general, foarte rar. Mai frecvent se întîlnesc concentraţii formate prin remobilizarea şi redepunerea acestui element prin metamorfismul rocilor preexistente. R.V. Gheţeva susţine că mineralizaţiile de uraniu de acest tip corespund îndeosebi regiunilor cutate.

Prima etapă tectonică corespunde stadiului mediu de dezvoltare a geosinclinalului şi fazei principale de cutare. În această etapă are loc recristalizarea rocilor şi deshidratarea unor minerale, apărînd minerale şi roci de neoformaţie (dolomit, calcit, sericit, pirită). Uraniul se disociază, pierzînd legătura cu compuşii organici, migrează şi parţial se separă sub formă de oxizi.

A doua etapă corespunde stadiului final de dezvoltare a geosinclinalului şi unei slabe cutări, însoţită de intensificarea acţiunii soluţiilor. Acum se separă oxizii de uraniu, marcasita şi produsele de oxidare ale compuşilor organici, ca şi metacristalele de pirită.

Etapa a treia se caracterizează prin atenuarea mişcărilor tectonice şi acţiunea soluţiilor pe căile de circulaţie. În această etapă se produce cimentarea breciilor şi se formează fisuri caracteristice. Acum apar noi generaţii de minerale (carbonaţi, marcasită, pirită, cuarţ, bitumen, grafit, calcopirită). Pe fisuri are loc separarea limitată a oxizilor de uraniu pe cristale de pirită (fig. II-57).

Zăcămintele sedimentar-metamorfogene sînt caracteristice marilor bazine de subsidenţă. Presiunea litostatică şi temperaturile din aceste zone facilitează remobilizarea şi redistribuirea uraniului din sedimente.

## II.5. METALOGENEZA SUBSTANŢELOR RADIOACTIVE

Formarea zăcămintelor de substanţe minerale este rezultatul unei succesiuni de fenomene naturale, care, în ansamblu, fac parte dintr-un proces unitar şi complex al istoriei geologice a scoarţei terestre. În dezvoltarea lor, aceste fenomene sînt strîns legate de acumularea sedimentelor, tectonică, magmatism şi metamorfism.

Eficienţa lucrărilor de prospecţiune şi exploatare geologică sînt determinate, în bună măsură, de stabilirea în timp şi spaţiu a legilor de distribuţie a zăcămintelor de minereuri.

Probleme de metalogeneză s-au pus și în țara noastră, atunci cînd s-a hotărît dezvoltarea industriei, care la rîndul său solicită dezvoltarea bazei de materii prime minerale.

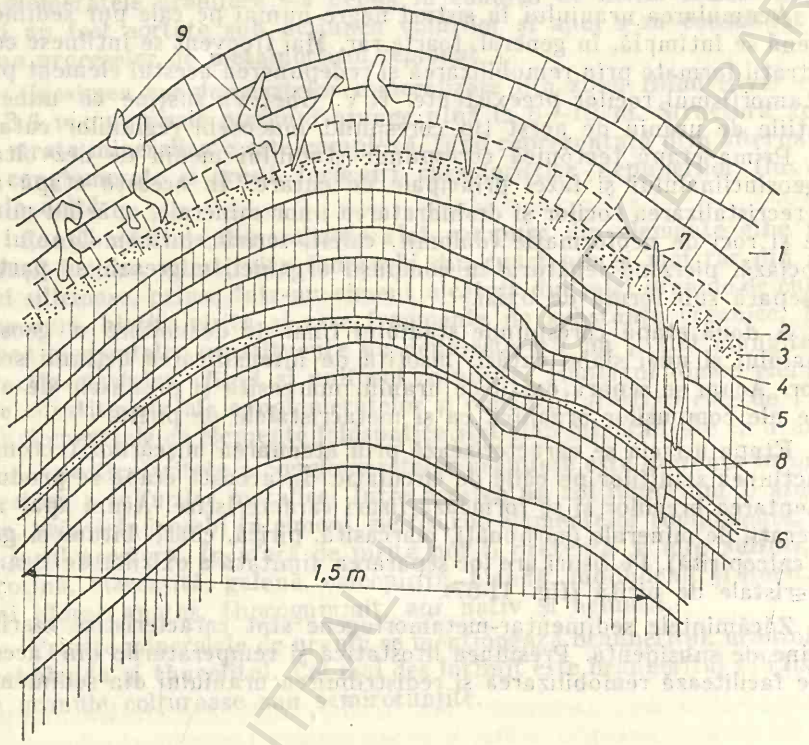



Fig. II.57. Evoluția tipică a unor filoane metamorfogene în diferite roci din complexul mineralizat :

*1* — dolomit ; *2* — șisturi calcaroase-argiloase ; *3* — șisturi argiloase-calcaroase ; *4* — șisturi cuarțo-argiloase ; *5* — șisturi argiloase-cărbunoase ; *6* — interstratificații nisipoase ; *7* — cuarț filonian interstratificat ; *8* — cuarț filonian cu pirită ; *9* — dolomit filonian pe fisuri.

În România în domeniul metalelor radioactive au fost inițiate studii de metalogeneză regională din anul 1962. Acestea s-au concretizat prin întocmirea unor schițe și hărți metalogenetice care au servit la orientarea lucrărilor de prospecțiune și prognoză. La baza acestor cercetări au stat realizările anterioare obținute din studiul zăcămintelor,

al geologiei regionale, geotectonicii, petrografiei şi geochimiei radioelementelor.

Cercetarea geologică a zăcămintelor de uraniu a căpătat o largă extindere în multe ţări ale lumii, deoarece uraniul constituie principala materie primă pentru energetica nucleară. Cercetările efectuate au furnizat informaţii care au permis elaborarea unor schiţe şi hărţi metalogenetice, cu separarea unor entităţi metalogenetice (provincii, subprovincii, zone, cîmpuri) şi stabilirea legităţilor privind distribuţia uraniului în scoarţa pămîntului.

N.V. Cotlear (1961), ţinînd seama de distribuţia spaţială a zăcămintelor de uraniu, deosebeşte două tipuri principale de provincii uranifere:

1) provincii uranifere localizate în scuturi de vîrstă precambriană şi regiuni cutate vechi;

2) provincii uranifere legate de zonele cutate mai tinere, de vîrstă postcambriană.

Fiecare din cele două tipuri principale prezintă particularităţi specifice.

În provinciile uranifere din scuturile precambriene şi regiunile cutate vechi, se pot separa următoarele zone metalogenetice: 1) zona canadiană; 2) provincia Sud-Africană; 3) zona Zair şi Zimbabwe de nord; 4) zona australiană; 5) provinciile indiene; 6) provincia braziliană.

În cadrul provinciilor uranifere din zonele cutate mai noi, postcambriene, sînt incluse următoarele subdiviziuni metalogenetice: 1) zona Vest-Europeană; 2) zona Munţilor Stîncoşi şi a Cordielierilor din America de Nord; 3) zona Chiliană-Argentiniană; 4) zona Munţilor Anzi.

**Provincia uraniferă Canadiană.** Mineralizaţiile uranifere sînt localizate în extremitatea sudică, sud-estică şi sud-vestică a Scutului Canadian, incluzînd principalele cîmpuri şi zăcăminte de uraniu din Canada. Probabil că şi zăcămintele de uraniu din Groenlanda aparţin de această provincie uraniferă.

În partea de nord este localizat cîmpul uranifer Lacul Urşilor, care se extinde spre nord pînă la Lacul Sclavilor. În cuprinsul acestui cîmp metalogenetic se dezvoltă zăcămintele Eldorado, Contact, Marian-River, Hottah etc. Zăcămintele de aici sînt de origine hidrotermală şi fac parte din tipul celor „5 elemente" şi „cuarţ-carbonatice". Mineralizaţia este de vîrstă precambriană şi este localizată pe structuri tectonice disjunctive care afectează şisturile cristaline de vîrstă precambriană.

Spre sud-est de cîmpul uranifer Lacul Urşilor se dezvoltă un alt cîmp uranifer important denumit cîmpul lacurilor Beaverlodge-Atabaska, în care se cunosc o serie de zăcăminte hidrotermale de temperatură medie. Aceste zăcăminte sînt de tip filonian. Sînt asemănătoare cu mineralizaţiile din cîmpul uranifer Lacul Urşilor şi fac parte din asociaţia cuarţ-carbonatică. Compoziţia minereurilor este aproape similară cu a tipului „celor 5 elemente", caracterizate prin prezenţa arseniurilor de Ni—Co şi uneori a argintului nativ. În acest cîmp uranifer se cunosc, de asemenea, pegmatite şi migmatite uranifere, care au desigur o legătură genetică cu mineralizaţiile de tip filonian.

Spre sud-est de regiunea lacurilor Beaverlodge-Atabaska se dezvoltă o serie de alte mici corpuri de mineralizaţii de uraniu, foarte dispersate, de origine pegmatitică.

În zona lacului Huron se cunosc de asemenea mici zăcăminte hidrotermale legate de prezenţa unor dyke-uri de diabaze.

Mai departe, tot spre sud-est, se întinde cîmpul metalogenetic cunoscut sub denumirea de Blind-River cu cele mai mari zăcăminte de uraniu de tip sedimentar-metamorfogene din conglomeratele precambriene. Iviri cu mineralizaţii asemănătoare se cunosc şi mai spre est, localizate într-o zonă similară din acest punct de vedere cu mineralizaţiile din zona Sudburry. Minereurile din aceste zăcăminte sînt de vîrstă huroniană.

Spre est — sud-est de cîmpul uranifer Blind-River este situat un alt cîmp de zăcăminte. Puţin izolat de acesta, însă tot în cadrul aceluiaşi cîmp metalogenetic se găseşte un zăcămînt mai mic de uraniu de origine hidrotermală. În extremitatea estică a acestui cîmp mineralizat, în Labrador, se cunosc 10 zăcăminte cu conţinuturi bogate de uraniu.

Mai toate zăcămintele de uraniu din provincia canadiană prezintă condiţii geologice variate, fiind amplasate pe structuri diferite. S-au format la intervale diferite de timp, din Arhaic pînă în Proterozoic superior, inclusiv.

Zăcămintele de uraniu au geneză diferită, începînd de la cele pegmatitice şi hidrotermale pînă la cele sedimentar-metamorfogene. Cele hidrotermale au cantităţi importante de rezerve (Eldorado, Contact), deosebindu-se după timpul de formare. În general, zăcămintele cu cele mai mari rezerve s-au format mult mai tîrziu, în Proterozoicul superior, în timp ce zăcămintele sedimentar-metamorfogene (Blind-River) s-au format în Huronian.

În provincia uraniferă Canadiană, alături de uraniu se cunosc şi alte mineralizaţii polimetalice, de care sînt legate genetic. De unele din

acestea, mineralizația de uraniu este complet izolată, în funcție de timpul de formare, fiind legată de alte formațiuni geologice.

**Provincia uraniferă Sud-Africană.** Această provincie are o extindere mai mică, însă are rezerve considerabile de uraniu. Provincia uraniferă Sud-Africană este situată în partea de sud a Platformei Sud-Africane și este reprezentată, în special, prin zăcăminte de tip sedimentar-metamorfogene (Wittwatersrand, Odental-Riust) și secundar prin zăcăminte pegmatitice de importanță industrială.

Zăcămintele de origine sedimentar-metamorfogene sînt reprezentate prin conglomerate aurifere cu conținut de uraniu. Acestea se extind sub forma unei fîșii lungi de cîteva sute de kilometri, semicirculare, cu convexitatea spre nord-vest.

În partea de nord-vest a zonei mineralizate se găsesc zăcămintele Rand-NE și Johannesburg, apoi Central și Rand-W. Spre extremitatea vestică se găsesc zăcămintele Klarksdorp, iar în sud, în zona grabenului Odental-Riust, se află zăcămintele Odental-Riust, Welkone și Virginia.

Toate mineralizațiile au vîrsta precambriană și s-au format pe seama materialului aluvionar provenit din bazinele unor rîuri din cuprinsul regiunii. După C. Davidson, vîrsta absolută a zăcămintelor din provincia uraniferă a Africii de Sud este de 2 000 mil. ani.

Zăcămintele de uraniu de tip pegmatitic au o importanță economică mai redusă decît zăcămintele sedimentar-metamorfogene.

O particularitate caracteristică a acestei provincii o constituie relația strînsă dintre mineralizația de aur și cea de uraniu.

**Provincia uraniferă Indiană.** Această provincie are caracter thoric și este reprezentată îndeosebi prin aluviuni monazitice și betafitice cu conținut de uraniu. Sursa acestor aluviuni a constituit-o numeroasele pegmatite uranifere din marele Scut Indian. În India se cunosc de asemenea zăcăminte hidrotermale de uraniu localizate în formațiuni cristaline de vîrstă precambriană.

Provincia uraniferă Indiană se caracterizează printr-o largă dezvoltare a depozitelor litoral-marine actuale cu conținut de uraniu provenit din levigarea rocilor preexistente de vîrstă precambriană. Uraniul din aluviuni este strîns asociat cu thoriu, iar uraniul de tip hidrotermal este legat geochimic cu cuprul.

**Provincia uraniferă Braziliană.** Provincia Braziliană este tot thorică, fiind reprezentată prin zăcăminte aluvionare monazitice cu conținut de uraniu. Numeroasele iviri de pegmatite existente în Scutul Brazilian au constituit sursa de uraniu.

În cadrul acestei provincii se remarcă larga dezvoltare a zăcămintelor de zircon cu conținut de uraniu de origine hidrotermală, precum și a zăcămintelor uranifere din conglomeratele vechi.

În principalele zăcăminte hidrotermale se constată o strînsă legătură între U şi Zr, iar în zăcămintele litoral-marine de tip aluvionar, uraniul este intim asociat cu Th, Ta şi Zr. O răspîndire mai redusă au zăcămintele sedimentar-metamorfogene, în care U se găseşte în parageneză cu Au (Sierra-da-Jacobina).

**Zona uraniferă Zair-Zimbabwe de Nord.** Zona aceasta a fost cunoscută ca fiind cupriferă, însă ulterior s-a stabilit prezenţa unor mari zăcăminte de uraniu. Printre acestea se remarcă zăcămîntul Schinkolobwe.

Zona uraniferă Zair-Zimbabwe de nord se întinde pe o suprafaţă de cca 400 km$^2$.

Zăcămintele şi mineralizaţiile de uraniu sînt strîns asociate cu minereuri de cupru şi nichel-cobalt.

Spre nord-vest de zona cupru-uraniferă se dezvoltă fosforite uranifere (Togo) şi conglomerate aurifere cu conţinut de uraniu (Ghana), iar spre sud-est se găseşte zăcămîntul de uraniu din formaţia dawiditică (Mozambic). Tot de această zonă ţin pegmatitele uranifere şi cărbunii cu uraniu din Tanzania.

**Zona uraniferă Australiană.** Această zonă este reprezentată prin numeroase zăcăminte de uraniu de mărime mică sau medie. Ea înconjoară marginea estică a Platformei Australiene şi este acoperită în partea sa mediană de depozite mezozoice.

În partea de nord a acestei zone, se găseşte un mare cîmp uranifer (Ram-Djangel) în care se cunosc zăcămintele Wayt, Dyson, Edith-River, Drodrick etc. Majoritatea zăcămintelor sînt de origine hidrotermală, fiind localizate în complexe de şisturi grafitoase, gnaise şi cuarţite. Se cunosc de asemenea şi pegmatite uranifere. Spre sud-est de cîmpul metalogenetic Ram-Djangel, în Queensland, se află un alt cîmp uranifer (Mount-Iza), care găzduieşte numeroase iviri de minereu de tip hidrotermal şi chiar mineralizaţie din skarne, care formează marele zăcămînt Mary-Kathlene. Există şi asociaţii uranifere din seria dawiditică.

Partea de sud a provinciei uranifere este reprezentată printr-un număr mare de zăcăminte hidrotermale şi pegmatitice. Cel mai mare dintre acestea este zăcămîntul Radium-Hill, reprezentat printr-o mineralizaţie cu davidit.

Aluviunile cu monazit nu sînt valorificate pentru extragerea uraniului.

Mineralizaţia de uraniu este asociată cu cupru (Ram-Djangel), cu Pb—Zn (Mount-Iza) şi cu Ti (Radium-Hill).

**Zona uraniferă Vest-Europeană.** Această zonă metalogenetică include zăcămintele din Munții Metalici, și zăcămintele din R.F. Germania, Franța și Anglia (Cornwall). Ea corespunde din punct de vedere geotectonic cutărilor hercinice și posthercinice, mineralizațiile fiind legate de numeroasele corpuri intrusive. Zăcămintele de uraniu din Portugalia și Spania, reprezintă extremitatea vestică a acestei zone uranifere.

În cuprinsul zonei se recunosc mai multe tipuri genetice de zăcăminte: tipul celor 5 elemente, tipul pechblendă-cuarț-carbonat sau pechblendă, fluorină etc. Aceste mineralizații tind parțial spre zăcăminte stano-wolframitice și feromanganifere, deși nu sînt stabilite forme de tranziție între ele.

Se cunosc de asemenea și zăcăminte sedimentar-metamorfogene și sedimentare de uraniu localizate în șisturi și cărbuni, răspîndite atît în Germania, cît și în Franța.

O caracteristică a zăcămintelor endogene de uraniu din această zonă este relația directă a acestora cu corpurile intrusive granitice de vîrstă hercinică, cum sînt cele din Masivul Central Francez și Masivul Armorican, din Munții Metalici și alte cîmpuri metalogenetice uranifere. Acumulări asemănătoare se cunosc și în Carpații Românești.

În general această zonă corespunde formațiunii hercinice, cutate, în care sînt cantonate zăcăminte de uraniu și secundar zăcăminte sedimentar-metamorfogene și sedimentare formate în diferite perioade și epoci geologice. Cele mai importante zăcăminte hidrotermale corespund fazelor tardive ale cutărilor și intruziunilor posthercinice. Aceste zăcăminte au o răspîndire neuniformă și sînt localizate cu precădere în interiorul corpurilor granitoide de vîrstă varistică.

**Zona uraniferă a munților Stîncoși și Cordilieri.** Această zonă se întinde pe o suprafață foarte mare, cuprinzînd partea de vest a Statelor Unite ale Americii, partea de sud a Canadei și spre sud continuă pe teritoriul Mexicului. Zona cuprinde de asemenea Munții Stîncoși, iar, între partea de sud a acestora și Munții Cordilieri, se află Platoul Colorado, puternic afectat de mișcările laramice. Zăcămintele și mineralizațiile de uraniu din această zonă uraniferă mărginesc acest platou ca și părțile marginale ale principalelor unități tectonice. Majoritatea zăcămintelor de uraniu sînt de origine sedimentogenă, în special din grupa celor exogen-epigenetice.

În zona uraniferă a Munților Stîncoși-Cordilieri se cunosc zăcămintele din Platoul Colorado și concentrațiile din cărbunii uraniferi situate mai spre nord, în statele Wyoming și Dakota de Nord și Sud.

În partea centrală a zonei există, de asemenea, numeroase zăcăminte mai mici, de origine hidrotermală, localizate în jurul unor corpuri sau complexe de roci intrusive. Se cunosc asemenea concentrații chiar în interiorul acestor roci eruptive.

Astfel în zona uraniferă Munții Stîncoși — Cordilieri se deosebesc două tipuri genetice de mineralizație uraniferă : exogen-epigenetică și hidrotermală. Zăcămintele pegmatitice și de alte tipuri au răspîndire cu totul neînsemnată. În limitele acestei zone se cunosc de asemenea zăcăminte sedimentare de uraniu legate de fosforitele din formațiunea Fosforia, de vîrstă permiană. Există de asemenea zăcăminte de origine continental-lacustră în depozite de vîrstă mesozoică ca și zăcăminte de uraniu din cărbuni de vîrstă cretacică sau terțiară. Zăcămintele cele mai mari din Platoul Colorado sînt legate de complexele bituminoase (Ambrozia-Lake).

**Zona uraniferă Chiliană-Argentiniană.** Această zonă cuprinde partea vestică a Americii de Sud și este reprezentată printr-o serie de zăcăminte endogene și cîteva zăcăminte exogene de uraniu. Aproape toate aceste zăcăminte sînt localizate în zona cutată a Anzilor de Est, fiind puse în loc în timpul orogenezei alpine. În zonă se cunosc zăcăminte cu parageneze specifice temperaturilor înalte, cum sînt cele de la Copiano și La Serena din Chile.

Spre nord, în Argentina, sînt cunoscute zăcămintele cupro-uranifere și carnotitice, iar la Mendoza se găsesc zăcăminte cu parageneze specifice temperaturilor medii, în care uraniul este legat de substanțe bituminoase.

Zona aceasta se continuă spre nord în Peru, unde a fost identificată o mineralizație de uraniu cu bitumen în unele zăcăminte polimetalice (Colkakvirka, Jesus Maria).

Mineralizații de uraniu cu nichel se cunosc, de asemenea, la Bilkambamba și în zăcămintele de cupru de la San Cristobal.

## Epoci metalogenetice

Zăcăminte și mineralizații de uraniu, ca de altfel toate celelalte substanțe minerale, s-au format numai în cîteva epoci geologice, cînd depunerea acestor minerale s-a făcut cu o mai mare intensitate.

Astfel, printre epocile cele mai importante se numără în primul rînd epoca precambriană, în care s-au format acumulări industriale de uraniu. Urmează apoi epoca hercinică și, în fine, epoca alpină, care deține circa 5—7% din rezervele mondiale de uraniu.

Nu se cunosc mineralizații de uraniu aferente orogenezei caledoniene.

Studiile de geocronologie nucleară asupra minereurilor radioactive au arătat că cele mai mari și cele mai bogate acumulări de uraniu se întîlnesc în epocile metalogenetice cele mai vechi, precambriene. Pe măsură ce se avansează spre partea superioară a scării timpului geologic, zăcămintele de substanțe minerale radioactive sînt mai puține și mai sărace.

În afară de zăcămintele endogene de uraniu se cunosc și zăcăminte de origine exogenă, localizate de asemenea în formațiuni geologice de vîrste diferite. Astfel zăcămintele exogen-singenetice au conținuturi mai mici și sînt localizate în depozite de vîrste foarte vechi, în timp ce zăcămintele exogen-epigenetice sînt de mare anvergură și sînt destul de bogate.

În funcție de tipul genetic de mineralizare, zăcămintele de uraniu sînt repartizate în următoarele epoci metalogenetice :

— Precambrian inferior : zăcăminte pegmatitice, foarte puține zăcăminte hidrotermale și preponderent zăcăminte sedimentar-metamorfogene ;

— Precambrian superior : zăcăminte endogene și zăcăminte sedimentar-metamorfogene ;

— Cambrian-Silurian : preponderent zăcăminte sedimentare și sedimentar-metamorfogene ;

— Devonian-Permian : zăcăminte endogene și sedimentare.

— Triasic-Jurasic : zăcăminte exogene ;

— Cretacic : zăcăminte endogene și exogene ;

— Paleogen : zăcăminte endogene și exogene.

În funcție de legile generale ale repartiției zăcămintelor de uraniu din scoarța terestră se constată că zonele și provinciile uranifere corespund unor mari structuri geotectonice, ocupînd în interiorul acestora o anumită poziție. Din această cauză zonele puternic mineralizate se găsesc în interiorul structurilor de vîrstă precambriană, în părțile marginale ale scuturilor continentale și în zonele puternic afectate de mari dislocații regionale.

Mineralizațiile de tip hidrotermal sînt legate genetic în special de fazele tardive tectono-magmatice, din care o largă dezvoltare o au granitoidele acide post-tectonice. Se părea că nu există încă mineralizații legate de magmatismul bazic, aceste produse avînd importanță doar în procesul de localizare a mineralizației, ca rocă gazdă.

Zăcăminte hidrotermale de uraniu se localizează de asemenea pe marile zone de dislocații regionale existente pe limitele zonelor in-

terne cu competență tectonică diferită și mai ales în interiorul masivelor de mărime medie sau la periferia acestora. Ele se cunosc nu numai în zonele de apariție la zi a fundamentului regional, dar și în aflorimente pe corpuri de granitoide sintectonice, mai noi ca vîrstă geologică decît mineralizația de uraniu.

O caracteristică generală a mineralizațiilor hidrotermale de uraniu constă în localizarea lor acolo unde grosimea depozitelor sedimentare nu este prea mare.

Zăcămintele sedimentogene se localizează, în special, în zona continentală a platformelor sub forma unor depozite litoral-marine sau în depresiunile intramontane.

În prezent zăcămintele exogen-epigenetice ocupă o pondere însemnată în balanța mondială a rezervelor de uraniu. Metodologia de cercetare a acestora este dificilă și costisitoare, însă acest tip de zăcăminte se caracterizează prin parametri economici remarcabili, oferind o ridicată eficiență economică.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# BIBLIOGRAFIE


Adams J.A.S. (1954) — *Uranium and thorium contents of volcanic rocks.* Nuclear geology, New York.

Adams J.A.S., Saunders D.F. (1953) — *Uranium contents of the lavas of Lasen Volcanic National Park, California* (abs.) Geol. Soc. Am. Bull. 64.

Altschuler Z.S., Clarke, R., Young E. j. (1954) — *Uranium in apatite* (abs.) Geol. Soc. Am. Bull. 65.

Bateman J.D. (1955) — *Recent uranium developement in Ontario.* Econ. Geol. 50.

Batulin S.G. et al. (1965) — *Zăcăminte exogen-epigenetice de uraniu. Condiții de formare.* Atomizdat. Moscova (în limba rusă)

Bignand C., Goni J., Guillemin C. (1954) — *La phosphuranylite, ses relations avec la dewindtite et la rénardite.* Bull. soc. franc. mineral. et crist. 77.

Bowie S.H.V. (1955) — *Thucolite and hisingerite-pitchblende complexes from Nicholson mine, Saskatchewan, Canada.* Geol. Survey Gt. Brit. Bull. 10.

Branche G. et al. (1957) — *La francevillite, nouveau minéral uranifère.* Compt rendu 245.

Chervet J. (1960) — *Les minerais uranifères français et leurs gisements-les mineraux secondaires.* Paris.

Cotlear V.N. (1961) — *Geologia și tipurile genetice ale zăcămintelor industriale de uraniu.* Moscova (în limba rusă).

Dancev I.V., Lapinskaia A.T., Iakjin A.A. (1971) — *Zăcăminte de minereuri radioactive și cercetarea lor.* Traducere. Editura tehnică, București.

Darmayan P. (1981) — *Aspectele economice ale uranilului, producția și cererea.* I.A.E.A. Bull. vol. 23. Nr. 2.

Davidson C.F. (1951) — *Distribution of radioactivity.* Mineral. Mag. 85. Gr. Brit. Geol. Survey and Mus.

Ene I. (1974) — *Studiul litologic-petrografic al formațiunilor paleozoice din Banatul de vest* — Teză de doctorat. Universitatea București.

Ene I. (1980) — *Sinteză geologică și geofizică a Carpaților Meridionali și perspectiva pentru substanțe minerale radioactive.* București.

Ene I. (1981) — *Magmatismul din sudul și estul masivului Făgăraș și relațiile genetice ale acestuia cu substanțele minerale radioactive* (în limba rusă).

Ene I. (1981) — *Unele criterii de localizare și prospectare a zăcămintelor de uraniu și thoriu din rocile eruptive.* Rev. Metale Rare nr. 7, București.

Frondel C. (1958) — *Systematic mineralogy of uranium and thorium,* Washington.

Geoffrey J., Sarcia A.J. (1960) — *Les minerais uraniferes français et leurs gisements — les minerais noirs,* Paris.

Geţeva R.V., Savelieva K.T. (1956) — *Îndreptar pentru determinarea mineralelor de uraniu* — Moscova Gosgheoltehizdat (în limba rusă).

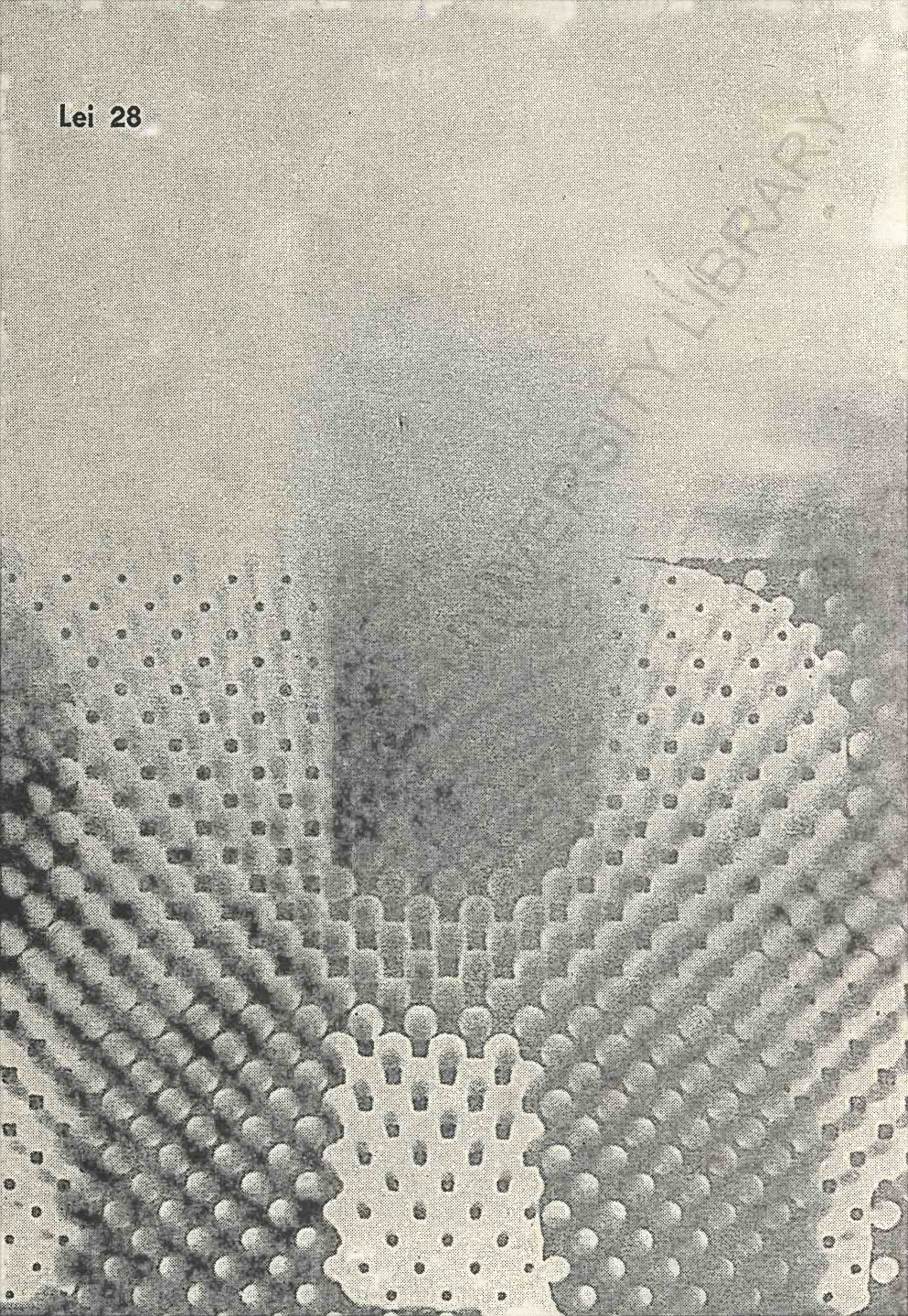
Heinrich Wm. E. (1958) *Mineralogy and geology of radioactive raw materials,* New Nork, Toronto, London.

Hostettler P.B., Garrels R.M. (1962) — *Transportul și precipitarea uraniului și vanadaiului la temperaturi joase cu referire specială la zăcămintele de uraniu tip greste.* Econom. Geol. vol. 57. Nr. 2 (în limba engleză).

Konstantinov-Kulikova (1960) — Uranostnosti provinţii, Moskva.
Lung A. et al. (1973) — *Elemente de geofizică aplicată*. MMPG-ODPT, Bucureşti.
Pavelescu L. (1975) — *Mineralogia descriptivă*. Tipogr. Universităţii Bucureşti.
Pavelescu L., Ene I. (1971) — *Studiul comparativ al formaţiunilor hercinice şi mai vechi reluate în orogeneza hercinică şi alpină din Europa centrală şi sud-vestică. Sincronizarea acestora cu formaţiunile similare din România şi perspectiva lor pentru substanţe minerale radioactive*. Bucureşti.
Pavelescu L., Pavelescu M. (1972) — *Study of some allanites and monazites from the South Carpathians*. T.M.P.M. Tschermark's Min. Petr. M.A.I.R. 17 Wien.
Pavelescu L. şi alţii (1968) — *Schiţa hărţii metalogenetice a R.S.R. pentru uraniu*. Revista Metale Rare nr. 1, Bucureşti.
Pavelescu L. (1968) — *Caracteristici ale metalogeniei uraniului*. Rev. Metale Rare Nr. 4, Bucureşti.
Pavelescu L. (1969) — *Particularităţile metalogenetice ale mineralizaţiilor de uraniu*. Bull. geol. vol. 2, Bucuresti.
Pavelescu L. (1969) — *Bazele geologice ale analizei metalogenetice şi clasificarea genetică a zăcămintelor de substanţe minerale radioactive*. Rev. Metale Rare vol. 2, Bucureşti.
Petrulian N. (1973) — *Zăcăminte de minerale utile*. Ed. tehnică, Bucureşti.
Pribitkov — *Principiile de bază ale clasificării minereurilor industriale de uraniu* (în limba rusă)
Ramdohr P. (1955a) — *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen* Akad.-Verlag G.m.b.H. Berlin.
Rankama K., Sahama T.C. (1950) — *Geochemistry*, Chicago.
Roubault M. (1955) — *Essai de classification des gisements d'uranium et thorium*. Acad. sc. Paris. Compt. rendu 240.
Smirnov V. I. (1963) — *Schiţe de metalogenie* (traducere), Moskva.
Soboleva B.M., Pudovkina (1957) — *Minerali urana*, Gosgeoltehizdat. Moskva.
Strunz H. (1970) — *Mineralogische Tabellen*. Leipzig.
Turner F.j., Verhoogen J. (1951) — *Igneous and metamorphic petrology*. New York.
Winchell N.A. and Winchell H. (1956) — *Elements of optical mineralogy and introduction to microscopic petrography*, Fourther edition. Part. II. Descriptions of minerals. New York-London.

Universitatea Al. I. Cuza Iaşi
Biblioteca de Geologie-Geografie
Cote veche: ocr col. Zn
Preţul: 28,00

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Lei 28

CORNELL UNIVERSITY LIBRARY